

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



Ciências
ULisboa

Caracterização Estrutural de detalhe de afloramentos críticos do SW da Costa Vicentina (SW do Terreno Sul Português)

Marisa Aleixo Barreto

Mestrado em Geologia
Especialização em Geologia Estrutural

Dissertação orientada por:
Professor Doutor Paulo Emanuel Talhadas Ferreira da Fonseca
Professor Doutor Nuno Lamas de Almeida Pimentel

Por opção pessoal, esta dissertação foi redigida segundo o antigo acordo ortográfico.

Agradecimentos

Antes de mais, agradeço a todos que, de uma forma ou de outra, me ajudaram na realização deste trabalho, quer em discussões de teor geológico ou apenas pela motivação fornecida.

À empresa Portfuel e à Fundação da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, agradeço o apoio financeiro que tornou possível o trabalho de campo.

Um agradecimento muito grande aos meus orientadores, os Professores Drs. Paulo Fonseca e Nuno Pimentel que me proporcionaram a oportunidade de participar neste projecto. Pela sua paciência, incentivo, discussões científicas e vasto conhecimento geológico, que mesmo quando o trabalho era muito, demonstraram sempre disponibilidade para ajudar. Todo o seu apoio e orientação impulsionou o meu crescimento, tanto a nível científico como pessoal, imprescindível para a finalização deste trabalho.

Ao Professor Rui Taborda, pelas explicações dadas sobre SIG que foram fundamentais para a realização dos cálculos de base desta dissertação.

Aos meus colegas e amigos, João Bernardo, Cristiana Esteves e Eugenia Hanganu, pelo apoio e companhia constante no campo e discussões no gabinete. Todo o tempo em Aljezur foi sempre bem passado, o que tornou o trabalho de campo numa tarefa muito mais fácil.

A todos meus amigos que me acompanharam desde sempre neste percurso académico, Eloísa Lopes, Liane Constantino, Catarina Amaro, Soraia Silva, Vânia Soares, Débora Marques, Sara Lopes, Pedro Santos, Miguel Pena e José Roseiro, pelos sorrisos, sermões e momentos de diversão e descontração, que ficarão sempre na memória. Ao José Roseiro agradeço também a revisão do texto e discussões científicas.

Aos meus amigos, Catarina Palma, Eloísa Correia e David Bota, que sempre me incentivaram e apoiaram em todas decisões tomadas durante esta etapa.

À minha família, que me encorajou a seguir os meus objectivos e a lutar por eles, e sobretudo por todos os esforços que realizaram para que esta jornada se tornasse possível. Aos meus pais e irmão, Nélia, Paulo e Tomás, pela confiança constante no meu trabalho, são um pilar na minha vida e moldaram aquilo que sou hoje.

Resumo

Toda a área que constitui o território português manifesta uma grande variedade de estruturas geológicas, formadas tanto em regime dúctil ou frágil. Uma zona com importância significativa para estudos estruturais é a Zona Sul Portuguesa (ZSP) (Ribeiro *et al.*, 1988), uma vez que testemunhou vários episódios de deformação durante a Orogenia Varisca, com diferentes origens e intensidades.

A área de estudo enquadra-se num dos sectores de melhor exposição do SW da Cadeia Varisca Ibérica (CVI) - a Costa Vicentina, no SW da ZSP. Mais precisamente, os afloramentos estudados pertencem ao Sector a S da Praia de Monte Clérigo (Praias da Fateixa, Pipa e Medo da Fonte Santa), Praia de Vale Figueiras e Praia da Cordoama. Nestas zonas aflora maioritariamente a Formação da Brejeira (Namuriano médio - Vestefaliano superior) (Oliveira *et al.*, 1979; Oliveira, 1983; Pereira, 1997) pertencente ao GFBA, com excepção da Praia de Vale Figueiras que é também composta pela Formação Tercenas (Fameniano superior) (Oliveira, 1983, 1990; Oliveira *et al.*, 1985; Pereira *et al.*, 1994; Moreno *et al.*, 1996b), parte integrante do Sector Sudoeste Português.

Com o objectivo de caracterizar de forma o mais precisa e detalhada as estruturas de idade varisca e determinar a dimensão da área de estudo anterior às fases de deformação, analisando a intensidade de deformação e fases de deformação que as afectaram, foram efectuados cortes geológico-estruturais de pormenor a partir dos estudos de campo e levantamento fotográfico.

Concluiu-se que o material constituinte dos sectores setentrionais da ZSP sofreu uma deformação compressiva que provocou um encurtamento geral de toda a sua área, maioritariamente através de dobramentos com direcção NW-SE vergentes para SW correspondentes a uma fase de deformação D₁, dobramentos NW-SE de simetria ortorrômbica e fase D₂ e estruturas de direcção NE-SW associadas a uma fase D₃. Desta forma, a deformação observada insere-se, nos modelos de evolução tectónica previstos para os sectores setentrionais da bacia *foreland* do GFBA (Ribeiro *et al.*, 1987).

Na área de estudo, existem evidências que apontam para existência de transpressão esquerda, como a variação local do mergulho dos eixos das dobras e ocorrência de uma dobra transectada no sentido anti-horário, na Praia da Fateixa. Na Praia do Medo da Fonte Santa, não foram encontrados indícios de transpressão para além da variação dos mergulhos das dobras, não sendo dados suficientes para confirmar esta teoria. A transpressão pode ser causadora de corredores de cisalhamento sub-paralelos às superfícies axiais dos dobramentos D₁ que originam partição de deformação com zonas mais e menos deformadas, característica principal das Praias da Fateixa e Medo da Fonte Santa. No entanto, como não foram observados corredores transpressivos, propriamente ditos, na área de estudo, a individualização de sectores com graus de deformação diferentes pode ser explicada a partir da diferença radical no comportamento reológico entre as sequências mais grauacóides e mais xistentas (aspecto designado de deformação diferencial, neste trabalho), ou ainda, simplesmente pelo facto de diferentes estágios compressivos originarem dobramentos de geometrias diferentes (em *chevron* ou de simetria ortorrômbica). Nas restantes praias não existe esta variação de intensidade de deformação com tanta frequência.

A partir do valor de encurtamento total da área de estudo, na ordem dos 37%, calculou-se um encurtamento ortogonal à orientação principal das estruturas, ou seja, com uma direcção NE-SW, alcançando-se uma extensão original 77 km, correspondendo a uma redução de comprimento de aproximadamente 21 km da zona actualmente emersa da bacia sedimentar da Formação da Brejeira.

O conjunto de dados recolhidos contribui assim para uma informação completa e assertiva para um melhor conhecimento da tectono-estratigrafia do SW da Cadeia Varisca Ibérica (CVI) que até ao momento permanece sobre alvo de muitas incertezas.

Palavras-chave: Zona Sul Portuguesa; Formação da Brejeira; Encurtamento Varisco; Transecção; Deformação Diferencial;

Abstract

The whole area that composes the portuguese territory manifests a great variety of geological structures, formed in both ductile and fragile domains. A sector with significant importance for structural studies is the South Portuguese Zone (SPZ) (Ribeiro *et al.*, 1988), since it witnessed several episodes of deformation during the Variscan Orogeny, with different origins and intensities.

The study area corresponds to a sector that has one of best exposures of the Variscan Belt of SW Iberia – the Vicentine Coast, in the SW of SPZ. More precisely, the outcrops studied belong to the S Sector of Monte Clérigo Beach (Fateixa, Pipa and Medo da Fonte Santa Beaches), Vale Figueiras Beach and Cordoama Beach. In these areas, outcrops the Brejeira Formation (Middle Namurian - Upper Vestefalian) (Oliveira *et al.*, 1979; Oliveira, 1983; Pereira, 1997) belonging to the BAFG. With the exception of Vale Figueiras Beach which is also composed by the Tercenas Formation (Upper Famenian) (Oliveira, 1983, 1990; Oliveira *et al.*, 1985; Pereira *et al.*, 1994; Moreno *et al.*, 1996b) and an integral part of the Portuguese Southwest Sector.

In order to characterize the variscan structures and determine the length of the study area prior to the deformation in the most accurate and detailed manner, the intensity of deformation and deformation phases that affected this area were analysed, where detailed geological and structural cross sections were created from field studies and photographic surveys.

It was concluded that the material constituting the external sectors of the SPZ suffered a compressive deformation that caused a general shortening of its entire area, mainly through NW-SE folds vergent to SW, corresponding to a D₁ deformation phase, NW-SE folds of orthorhombic symmetry from a D₂ phase and NE-SW directed structures associated with a D₃ phase. In this way, the observed deformation is consistent with the models of tectonic evolution predicted for the SW sectors of the BAFG foreland basin (Ribeiro *et al.*, 1987).

In the study area, was found evidence of a left transpression, such as the local variation of the dip direction of the folds axis and the occurrence of a sinistral transected fold, in Fateixa Beach. In Medo da Fonte Santa Beach, no evidence of transpression was found except for the variation of the dip direction of the folds axis, which by itself, is not enough data to confirm this theory. Transpression can cause shear corridors, sub-parallel to the axial surfaces of D₁ folds that motive deformation partition, creating zones with more and less deformation. This is the main characteristic of Fateixa and Medo da Fonte Santa Beaches. However, since transpressive corridors weren't properly observed in the study area, the individualization of sectors with different intensities of deformation can be explained by the radical difference in the rheological behaviour between sequences with more greywacke or more schist content (this is designated differential deformation in this work). Other explanation, is simply because different compressive stages can generate different fold geometries (*chevron* or with orthorhombic symmetry) (Dias *et al.*, 1999). This variation of deformation grade was not observed as often on the remaining beaches.

From the total shortening value of the study area, in order of 37%, an orthogonal shortening to the main orientation of the structures was calculated, that is, with an NE-SW direction, reaching an original extension of 77 km, corresponding to a length reduction of approximately 21 km of the current emerged zone of the Brejeira Formation sedimentary basin.

Therefore, the collected data contributes to a complete and assertive knowledge for a better understanding of the tectono-stratigraphy of the Variscan Belt of SW Iberia, which is still a sector with much uncertainty.

Key-words: South Portuguese Zone; Brejeira Formation.; Variscan Shortening; Transection, Differential Deformation;

Índice

Agradecimentos	I
Resumo	III
Abstract	IV
I. Introdução	1
I.1 Metodologia e Objectivos	2
II. Enquadramento Geológico	5
II.1 Zona Sul Portuguesa.....	5
II.1.1 Domínio do Pulo do Lobo	6
II.1.1.1 Formação do Pulo do Lobo.....	6
II.1.1.2 Grupo de Ferreira-Ficalho	6
II.1.1.3 Grupo Chança.....	6
II.1.2 Faixa Piritosa Ibérica	6
II.1.2.1 Grupo Filito-Quartzítico.....	6
II.1.2.2 Complexo Vulcano-Sedimentar.....	7
II.1.3 Grupo do Flysch do Baixo Alentejo.....	7
II.1.3.1 Formação de Mértola.....	7
II.1.3.2 Formação de Mira	7
II.1.3.3 Formação da Brejeira	8
II.1.4 Sector Sudoeste (anticlinais de Aljezur e Bordeira).....	8
II.1.4.1 Formação de Tercenas.....	8
II.1.4.2 Grupo da Carrapateira.....	9
III. Deformação Varisca	11
IV. Evolução Geodinâmica.....	15
V. Caracterização e Análise estrutural de afloramentos.....	21
V.1 Sector S da Praia de Monte Clérigo.....	21
V.1.1 Praia da Fateixa	21
V.1.2 Praia da Pipa	28
V.1.3 Praia do Medo da Fonte Santa	34
V.2 Praia de Vale Figueiras.....	39
V.3 Praia da Cordoama	48

VI.	Discussão e Integração	57
VII.	Considerações Finais.....	65
VIII.	Sugestões para o Futuro	67
IX.	Referências Bibliográficas.....	69
Anexos	73

Índice de Figuras

Figura I.1- Mapa Geológico simplificado do S de Portugal com a indicação da localização das áreas de estudo (adap. Fernandes <i>et al.</i> , 2012, in Rodrigues <i>et al.</i> , 2014).....	2
Figura II.1 - Quadro estratigráfico simplificado com a distribuição das principais unidades da Zona Sul Portuguesa nos seus diferentes sectores, com evidencia da distribuição temporal dos principais episódios de deformação (adp. Oliveira, 1990; Silva <i>et al.</i> , 1990, 2013; Oliveira <i>et al.</i> , 2013 in Bolacha, 2014). GFBA - Grupo do Flysch do Baixo Alentejo; GFQ - Grupo Filito-Quartzítico; CVS - Complexo Vulcano-Sedimentar; GFF - Grupo de Ferreira-Ficalho; GC - Grupo Chança.	10
Figura III.1 – Corte transversal da ZSP, obtido a partir dos cortes das folhas 7 e 8, da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000 (Oliveira, 1984; Oliveira, 1992; Oliveira <i>et al.</i> , 2014) (adp. Ribeiro <i>et al.</i> , 2007 in Bolacha, 2014).	11
Figura IV.1 – Reconstituição paleogeográfica da Ibéria-Armórica, Avalónia, Gondwana e Oceano Rheic, entre o Câmbrio e Ordovícico (500-470 Ma). Cortes referentes ao NW da Ibéria-Armórica e SW da Ibéria (adap. Ribeiro <i>et al.</i> 2007).....	15
Figura IV.2 –Evolução paleogeográfica do ciclo varisco que originou a formação das estruturas constituintes da ZSP, entre os períodos Silúrico e Carbónico, com os respectivos cortes do SW da Ibéria. FNT – Finisterra; MM – Meseta de Marrocos; (adap. Ribeiro <i>et al.</i> 2007).	16
Figura IV.3 – Reconstituição paleogeográfica da Avalónia-Armórica-Ibéria durante os períodos Vestefaliano e Estefaniano (300 Ma). Representação do corte do SW da Ibéria onde se observam carreamentos thin-skinned, deformação característica da ZSP. FNT – Finisterra; (adap. Ribeiro <i>et al.</i> 2007).....	18
Figura IV.4 - Distribuição dos orógenos da Cadeia Varisca, destacando o Arco Ibéro-Armoricano que se estende desde o SW da Ibéria até ao S da Inglaterra apresentando uma grande virgação (adp. de Weil <i>et al.</i> , 2009).....	19
Figura V.1 - Localização aproximada dos cortes efectuados na Praia da Fateixa com a identificação de alguns dobramentos existentes na área.....	21
Figura V.2 -Estereogramas de densidade de pontos referentes aos eixos e pólos das superfícies axiais dos dobramentos na Praia da Fateixa (rede de Schmidt, hemisfério inferior).....	22
Figura V.3 -Representação conjunta dos cortes estruturais 1GF (a N) e 1.3GF (a S), com os respectivos valores de encurtamento estimados e estereograma referente à atitude dos eixos de charneira.....	22
Figura V.4 -Representação conjunta dos cortes estruturais 1.7GF (a N) e 1.8GF (a S) com os respectivos valores de encurtamento estimados.	23
Figura V.5 - Dobra antiforma transectada presente no corte estrutural 1.8GF, com a projecção estereográfica das lineações de intersecção (L_1), clivagem (S_1), flanco normal (FN), flanco inverso (FI) e superfície axial (SA), revelando a intersecção desta última com a clivagem S_1	24
Figura V.6 -Representação do corte estrutural 2GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.	24
Figura V.7 -Representação conjunta dos cortes estruturais 2.2GF (a N) e 2.4GF (a S) com os respectivos valores de encurtamento estimados.	25
Figura V.8 -Representação do corte estrutural 3GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.	26
Figura V.9 -Representação do corte estrutural 3.2GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.	26
Figura V.10 -Representação do corte estrutural 4GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.	27
Figura V.11 -Localização aproximada dos cortes efectuados na Praia da Pipa com a identificação de alguns dobramentos existentes na área.....	28

Figura V.12 -Estereogramas de densidade de pontos referentes aos eixos e pólos das superfícies axiais dos dobramentos na Praia da Pipa (rede de Schmidt, hemisfério inferior).	29
Figura V.13 -Representação do corte estrutural 5GF com o respectivo valor de encurtamento estimado (A) e esquema elucidativo da possível estrutura em <i>duplex</i> observada neste afloramento (B) (Ramsey & Huber, 1987).	30
Figura V.14 - Representação do corte estrutural 6GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.	30
Figura V.15 - Representação do corte estrutural 6.2GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.	31
Figura V.16 - Representação do corte estrutural 6.4GF, com o respectivo valor de encurtamento estimado. β – Corpo filoniano.	31
Figura V.17 -Representação do corte estrutural 7GF com o respectivo valor de encurtamento estimado. β – Corpo filoniano.	32
Figura V.18 -Representação do corte estrutural 7.2GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.	33
Figura V.19 - Localização aproximada dos cortes efectuados na Praia do Medo da Fonte Santa com a identificação de alguns dobramentos existentes na área.	34
Figura V.20 -Estereogramas de densidade de pontos referentes aos eixos e pólos das superfícies axiais dos dobramentos na Praia do Medo da Fonte Santa (rede de Schmidt, hemisfério inferior).	35
Figura V.21 -Representação do corte estrutural 8GF com o respectivo valor de encurtamento estimado e estereograma referente à atitude dos eixos de charneira. β – Corpo filoniano.	35
Figura V.22 -Representação do corte estrutural 9GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.	36
Figura V.23 -Representação do corte estrutural 9.1GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.	36
Figura V.24 - Representação do corte estrutural 9.3GF com o respectivo valor de encurtamento estimado. β – Corpo filoniano.	37
Figura V.25 - Representação do corte estrutural 9.2GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.	37
Figura V.26 -Representação do corte estrutural 9.5GF com o respectivo valor de encurtamento estimado. β – Corpo filoniano.	37
Figura V.27 -Representação do corte estrutural 9.6GF com o respectivo valor de encurtamento estimado. β – Corpo filoniano.	38
Figura V.28 -Localização aproximada dos cortes efectuados na Praia de Vale Figueiras com a identificação de alguns dobramentos e falhas existentes na área. Foi inscrito também o limite geológico entre as Fms. Brejeira e Tercenas de acordo com Ribeiro <i>et al.</i> (1987).	39
Figura V.29 -Estereogramas de densidade de pontos referentes aos eixos e pólos das superfícies axiais dos dobramentos na Praia de Vale Figueiras (rede de Schmidt, hemisfério inferior).	40
Figura V.30 -Representação do corte estrutural 1VF com o respectivo valor de encurtamento estimado. β – Corpo filoniano.	41
Figura V.31 -Representação do corte estrutural 2VF com o respectivo valor de encurtamento estimado.	42
Figura V.32 -Representação do corte estrutural 3VF com o respectivo valor de encurtamento estimado.	42
Figura V.33 -Representação do corte estrutural 3.1VF com o respectivo valor de encurtamento estimado.	43
Figura V.34 -Representação do corte estrutural 4GF com o respectivo valor de encurtamento estimado e estereograma referente à atitude dos eixos de charneira.	44

Figura V.35 -Representação do corte estrutural 5VF com o respectivo valor de encurtamento estimado.	44
Figura V.36 - Esquematização do possível plano de falha que colocou em contacto a Fm. Brejeira (Carbónico) com a Fm. Tercenas (Devónico).	45
Figura V.37 -Representação do corte estrutural 6VF com o respectivo valor de encurtamento estimado. β – Corpo filoniano.	46
Figura V.38 -Representação do corte estrutural 7VF com o respectivo valor de encurtamento estimado.	47
Figura V.39 -Localização aproximada dos cortes efectuados na Praia da Cordoama com a identificação de alguns dobramentos e falhas existentes na área.	48
Figura V.40 -Estereogramas de densidade de pontos referentes aos eixos e pólos das superfícies axiais dos dobramentos na Praia da Cordoama (rede de Schmidt, hemisfério inferior).	49
Figura V.41 -Representação do corte estrutural 1.1 com o respectivo valor de encurtamento estimado.	50
Figura V.42 -Representação conjunta dos cortes estruturais 2.2 (a N) e 2.7 (a S), com os respectivos valores de encurtamento estimados e estereograma referente à atitude dos eixos de charneira.	51
Figura V.43 -Representação do corte estrutural 3.1 com o respectivo valor de encurtamento estimado.	52
Figura V.44 -Representação do corte estrutural 4.2 com o respectivo valor de encurtamento estimado.	52
Figura V.45 -Representação do corte estrutural 5.1 com o respectivo valor de encurtamento estimado.	53
Figura V.46 - Representação do corte estrutural 6 com o respectivo valor de encurtamento estimado.	54
Figura V.47 -Representação do corte estrutural 7 com o respectivo valor de encurtamento estimado.	54
Figura V.48 - Corte geológico da Praia da Cordoama (adap. Dias <i>et al.</i> , 1999; Dias & Basile, 2013).	55
Figura VI.1 - Esquema representativo do achatamento heterogéneo durante a mesma fase de deformação, que gera dobramentos com eixos de atitudes diferentes (Silva, 1989).	58
Figura VI.2 - Esquematização do antiforma localizado na Praia da Fateixa, onde se observa a existência de um pequeno ângulo entre a clivagem S_1 e o plano axial, o que revela uma ligeira transpressão esquerda.	58
Figura VI.3 -Ilustração do fenómeno da transpressão segundo Sanderson & Marchini (1984), onde um cubo unitário sofre encurtamento segundo o eixo y, cisalhamento segundo o eixo x e extensão segundo eixo z.	59
Figura VI.4 - Dobramentos amplos e ondulados localizados na Praia da Arrifana, característicos de meios de composição mais grauvacóide.	60
Figura VI.5 -Representação do comprimento estimado da bacia da Fm. Brejeira, numa direcção principal NE-SW, antes dos 37% de encurtamento sofridos durante a Orogenia Varisca (adap. da Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000 (Oliveira <i>et al.</i> , 1992); com recurso a Basemap da ESRI Database.)	61
Figura VI.6 – Estimativa da extensão original da bacia <i>foreland</i> da ZSP anterior à deformação, tendo como referência a distância entre a localidade de Cabeça Gorda e a Ponta de Sagres.	62
Figura VI.7 – Cálculo do encurtamento na zona de Aljezur-Carrapateira utilizando o limite entre as unidades do sector SW e da Formação da Brejeira/Mira (corte geológico 1:200 000), pelo que se obteve uma percentagem de 35,4% a 46,11% , com a contabilização dos cavalgamentos e dobramentos a grande escala (adaptado de Oliveira, 1984; Ribeiro <i>et al.</i> , 1987 in Bolacha, 2014).	62

Índice de Tabelas

Tabela V.1 -Encurtamentos de cada corte efectuado na Praia da Fateixa e o cálculo do encurtamento total da área com base nas camadas mais extensas.	28
Tabela V.2 - Encurtamentos de cada corte efectuado na Praia da Pipa e o cálculo do encurtamento total da área com base nas camadas mais extensas.	34
Tabela V.3 - Encurtamentos de cada corte efectuado na Praia do Medo da Fonte Santa e o cálculo do encurtamento total da área com base nas camadas mais extensas.....	39
Tabela V.4 - Encurtamentos de cada corte efectuado na Praia de Vale Figueiras e o cálculo do encurtamento total da área com base nas camadas mais extensas.....	48
Tabela V.5 - Cálculo relativo ao encurtamento de uma camada de xisto argiloso e de grauvaque, com o intuito de compreender as diferenças de acumulação de deformação por parte das duas litologias.	50
Tabela V.6 - Encurtamentos de cada corte efectuado na Praia da Cordoama e o cálculo do encurtamento total da área com base nas camadas mais extensas.	55
Tabela VI.1 - Cálculo do encurtamento total da área de estudo.....	60

Lista de Abreviaturas

COBA - Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches;
CVI - Cadeia Varisca Ibérica;
CVS - Complexo Vulcano-Sedimentar;
D₁ - Primeira fase de deformação;
D₂ - Segunda fase de deformação;
D₃ - Terceira fase de deformação;
FPI - Faixa Piritosa Ibérica;
GC - Grupo Chança;
GFBA - Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo;
GFF - Grupo de Ferreira-Ficalho;
GFQ - Grupo Filito-Quartzítico;
L₁ - Lineação de intersecção de 1ª fase
MORB - “*Mid Ocean Ridge Basalt*” (Basaltos de dorsais médio-oceânicas);
S₁ - Clivagem de 1ª fase;
S₂ - Clivagem de 2ª fase;
S₃ - Clivagem de 3ª fase;
ZOM - Zona de Ossa Morena;
ZSP - Zona Sul Portuguesa;

I. Introdução

O estudo das estruturas geológicas baseia-se na sua identificação, representação e interpretação de forma a compreender todos os processos que contribuíram para a sua deformação. De modo geral, são estudados os aspectos geométricos, cinemáticos e dinâmicos. Isto permite reconstituir as condições geodinâmicas a que estiveram sujeitas num determinado intervalo de espaço e tempo, e assim inferir sobre a origem de uma determinada estrutura geológica.

Embora seja uma temática complexa, a geologia estrutural é comumente apoiada e completada por outras geociências como petrologia, estratigrafia e geofísica. A análise estrutural pode e deve ser realizada a diferentes escalas (desde a microscópica à macroscópica) a fim de se compreender as grandes estruturas e modelar os diferentes sistemas geológicos.

Toda a área que constitui o território português manifesta uma grande variedade de estruturas geológicas, formadas tanto em ambiente dúctil como em regime frágil, e dispersas em diferentes zonas do país, o que suscita diversos desafios de investigação e correlação dos diferentes processos geodinâmicos que se sucederam; uma zona com importância significativa para estudos estruturais é a Zona Sul Portuguesa (ZSP), uma vez que testemunhou vários episódios de deformação, com diferentes origens e intensidades, o que a remete para interesses aplicados aos outros sectores da geologia.

Anteriormente, foram desenvolvidos alguns trabalhos com o propósito de caracterizar esta área a nível estrutural e sedimentar, propondo vários modelos relativos à sua geração e evolução e (eg. Bard *et al.*, 1973; Oliveira, 1983; Silva & Ribeiro, 1990; Dias & Basile, 2013). Porém, a informação geológica da zona em questão é ainda muito reduzida e pouco pormenorizada, pelo que o seu significado geológico e estrutural não é consensual e alvo de alguma controvérsia. Assim, este trabalho tem como principal finalidade, contribuir para o conhecimento já existente possibilitando a resposta a algumas questões ainda em aberto.

O processo de formação das estruturas que se observam na ZSP tem como hipótese mais reconhecida o facto de estas terem origem numa sutura com direcção geral NE-SW, entre a Zona de Ossa Morena (ZOM) e a ZSP, formada durante a Orogenia Varisca que posteriormente evoluiu para uma colisão continente-continente. Deste modo a ZSP corresponde no geral a uma bacia *foreland* com um prisma acrecionário que evoluiu para um complexo imbricado de carreamentos, do tipo *thin-skinned*, vergentes para SW e com direcção NW-SE (Ribeiro & Silva, 1983; Silva, 1989).

Nos sectores mais externos da ZSP, onde aflora o Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo (GFBA), estes carreamentos correspondem à primeira fase de deformação que é denominada fase D₁ (e.g. Ribeiro, 1983; Ribeiro & Silva, 1983; Silva *et al.*, 1990; Dias & Basile, 2013), com compressão máxima (σ_1) NE-SW. Mais tarde, esta zona terá sido afectada por outras duas fases de deformação, D₂ e D₃, caracterizadas por redobramentos com planos axiais sub-verticais e dobras escalonadas ao longo de corredores de cisalhamento NNE-SSW sub-verticais, respectivamente, que deformaram as estruturas previamente geradas (Ribeiro *et al.* 1987).

Actualmente a ZSP é afectada pelo Ciclo Alpino que teve início no Pérmico superior com a fragmentação da Pangeia e abertura do oceano Atlântico, onde ocorreu a colisão entre as placas Africana e Euro-Asiática que gerou novas forças compressivas incidentes no orógeno Varisco e que por sua vez, afectam as estruturas que o compõem.

O conjunto de todos os impulsos e fases de deformação que actuaram sobre a ZSP maioritariamente durante a Orogenia Varisca, fizeram deste um sector muito heterogéneo no que respeita aos estilos e

intensidade de deformação, possibilitando o estudo de estruturas complexas com grande interesse geodinâmico.

I.1 Metodologia e Objectivos

O tema aqui apresentado corresponde à dissertação de conclusão do curso de Mestrado em Geologia com especialização em Geologia Estrutural, do Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa.

Este estudo teve início em Novembro de 2015 e foi sugerido pelos Professores Doutores Paulo Emanuel Talhadas Ferreira da Fonseca e Nuno Lamas de Almeida Pimentel, orientador e coorientador, respectivamente.

Na primeira fase deste estudo foram eleitos afloramentos chave do sector SW da Costa Vicentina de Portugal Continental, pertencentes, de N para S, ao Sector a S da Praia de Monte Clérigo (Praias da Fateixa, Pipa e Medo da Fonte Santa), Praia de Vale Figueiras e Praia da Cordoama. Os Sectores da Praia de Monte Clérigo e Vale Figueiras pertencem ao Município de Aljezur, enquanto a Praia da Cordoama está inserida no Município de Vila do Bispo (Figura I.1). Os domínios escolhidos possuem afloramentos contínuos a quase contínuos de cortes de boa exposição o que, permitiu (1) a recolha da informação de campo necessária para posteriormente (2) efectuar cortes geológico-estruturais de pormenor a partir de levantamento fotográfico. Para se obter o máximo de resolução possível numa extensão adequada para a análise, os afloramentos foram fotografados de modo a construir panoramas devidamente georreferenciados de acordo com a respectiva escala no programa ArcMap da ESRI. A georreferenciação foi feita segundo um sistema de coordenadas local, sendo que, no lugar dos eixos x e y (em planta) representação passou a ser efectuada sobre os eixos x e z , o que possibilitou a obtenção do comprimento total de cada segmento (correspondente a uma unidade sedimentar).

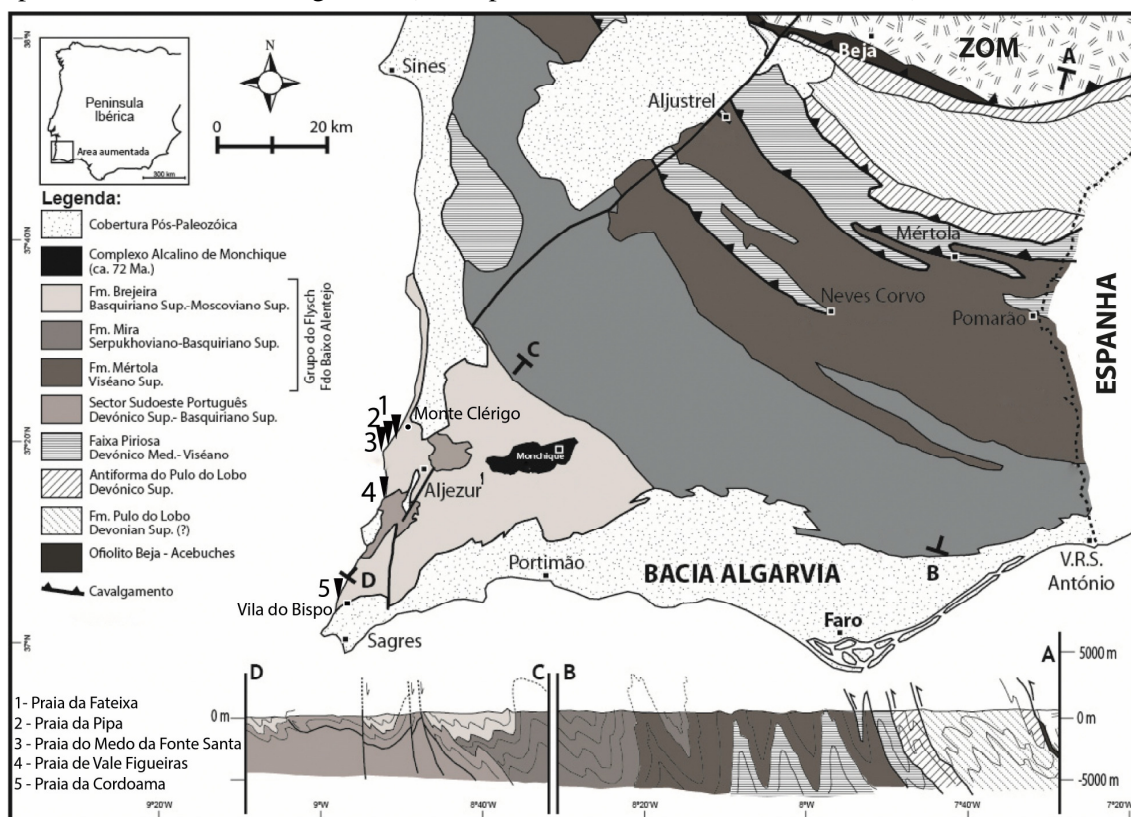


Figura I.1- Mapa Geológico simplificado do S de Portugal com a indicação da localização das áreas de estudo (adap. Fernandes *et al.*, 2012, in Rodrigues *et al.*, 2014).

Quanto ao erro de paralaxe associado à perspectiva, embora afecte as medições efectuadas, não deverá afectar significativamente as estimativas da percentagem de encurtamento, já que estas resultam de uma razão entre duas medições (ambas afectadas por idêntico erro de paralaxe). Ainda assim, como este erro não foi corrigido, os cálculos efectuados tratam-se de uma aproximação à realidade.

Ainda com recurso a outro programa de edição gráfica (Adobe Ilustrador), foi inscrito nos cortes geológico-estruturais um conjunto de informação pertinente para a análise estrutural, como evidências de acidentes frágeis, dúcteis, dados de polaridade sedimentar e outros de natureza tectónica (cisalhamentos, fases de deformação, xistosidades, etc.). Foram também acrescentadas aos cortes os diferentes sentidos de inclinação dos eixos das dobras, representados por estereogramas, para uma melhor percepção da sua variação espacial.

Assim, o objectivo deste trabalho é caracterizar de forma o mais precisa e detalhada as estruturas de idade varisca para que seja possível determinar as dimensões anteriores às fases de deformação das áreas de estudo já referidas, analisando a intensidade de deformação e fases de deformação que as afectaram. Esta dissertação permite obter um melhor conhecimento dos diferentes estilos de deformação presentes no SW da Costa Vicentina e inferir sobre percentagens de encurtamento locais para se ter uma noção global da extensão original deste sector e da sua reconstituição paleogeográfica.

II. Enquadramento Geológico

As áreas estudadas nesta dissertação enquadram-se num dos sectores de melhor exposição do SW da Cadeia Varisca Ibérica (CVI) – a Costa Vicentina (Figura I.1). A área que corresponde ao ocidente da CVI é considerada a de maiores dimensões de todas as que a compõem, e com uma exposição contínua de belíssima qualidade, encontrando-se subdividida, com base nas suas diferenças estratigráficas, estruturais e metamórficas, em dois terrenos principais: o Terreno Autóctone Ibérico, compartimentado nas Zonas Cantábrica, Oeste Asturo-Leonesa, Centro-Ibérica e ZOM; e o Terreno Sul Português, constituído pela ZSP (Ribeiro *et al.*, 1988), onde se integram os locais estudados neste trabalho.

II.1 Zona Sul Portuguesa

A ZSP constitui uma das Zonas Externas do Maciço Ibérico e contacta a N com a ZOM através do denominado Cavalgamento de Ferreira-Ficalho, com direcção aproximada E-W e forte componente desligamento esquerdo (Silva *et al.*, 2013), bordejando a S o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA).

Em termos estruturais e geodinâmicos, Ribeiro e Silva (1983) estabelecem numa primeira análise, a sua divisão em quatro sectores: Subzona do Pulo do Lobo, Faixa Piritosa, Subzona de Cercal-Castro Marim e Sector de Aljezur-Carrapateira.

Posteriormente, Oliveira (1990) organiza a ZSP de acordo com as características tectono-estratigráficas e os ambientes sedimentares, mantendo os limites anteriormente estabelecidos. São então definidos cinco domínios: o COBA, Domínio do Pulo do Lobo, Faixa Piritosa Ibérica (FPI), GFBA e Sudoeste Português. Como o Cavalgamento de Ferreira-Ficalho na sua primeira fase de formação teve uma movimentação para N fez com que desse a instalação, por obducção, do Ofiolito de Beja-Acebuches. Mais tarde, este último passou a ser considerado parte de uma zona de sutura entre a ZOM e a ZSP e foi introduzido no domínio da ZOM.

O conjunto destas unidades está compreendido no Paleozóico superior (Figura II.1) e é caracterizado por sequências terrígenas pós-devónicas, seguidas de importantes episódios de actividade vulcânica na FPI durante o Carbónico inferior (Tournaisiano e Viseano inferior). No viseano superior ocorreu a deposição de fácies tipo *culm* e sobre estas acumularam-se séries condensadas de material fino de idade Devónico superior a Carbónico médio. Por fim, no Carbónico superior, depositaram-se sequências do tipo *flysch* com sentido de deposição predominantemente para SW (Ribeiro *et al.*, 1983). Assim, todas estas unidades compõem uma sequência progradante para SW onde a idade das formações decresce de NE para SW.

Toda a ZSP foi afectada pelos vários impulsos da Orogenia Varisca, que deram origem a estruturas com vergência constante para SW descrevendo, de forma geral, um arco com direcção NW-SE perto da costa do Atlântico e passando para aproximadamente E-W junto da fronteira com Espanha (Ribeiro *et al.*, 1983). A deformação e o metamorfismo existente neste domínio são mais intensos para NE, aumentando com a proximidade à zona de sutura ZOM-ZSP, e diminui em direcção ao extremo SW onde é significativamente inferior (Munhá, 1983; Silva *et al.*, 1990).

II.1.1 Domínio do Pulo do Lobo

O Domínio do Pulo do Lobo encontra-se posicionado entre o COBA e a FPI, e é composto essencialmente por várias formações metassedimentares detríticas, nomeadamente, da base para o topo, a Formação (Fm.) do Pulo do Lobo, Grupo de Ferreira-Ficalho e Grupo do Chança (e.g. Oliveira, 1990; Quesada *et al.*, 1994).

II.1.1.1 Formação do Pulo do Lobo

Sem idade exacta mas depositada anteriormente ao Frasniano inferior, constitui a base da sequência estratigráfica e os níveis crustais mais profundos expostos da ZSP. Esta é caracterizada por filitos e alguns grauvaques e quartzitos com elevada deformação e rochas vulcânicas máficas interestratificadas (anfíbolitos) com assinatura geoquímica do tipo MORB (Munhá, 1983).

II.1.1.2 Grupo de Ferreira-Ficalho

É constituído por três formações recentemente datadas por palinomorfos (Pereira *et al.*, 2007), do período entre o Frasniano inferior e o Fameniano superior. Estas são, da base para o topo, a Fm. Ribeira de Limas (encontrando-se sobreposta à Fm. Pulo do Lobo), Fm. Santa Iria e Fm. Horta Torre, constituídas essencialmente por xistos grauvacóides e xistos micáceos, grauvaques e tufitos félsicos (Oliveira, 1990; Oliveira *et al.*, 1990; Silva *et al.*, 2013).

II.1.1.3 Grupo Chança

É também composto por três formações, da base para o topo: a Fm. Atalaia (Pfefferkorn, 1968; Carvalho *et al.*, 1976), de idade desconhecida, Fm. Gafo datada do Frasniano inferior (Pereira *et al.*, 2007) e a Fm. Represa de idade Fameniano superior (Cunha & Oliveira, 1989). De grosso modo este grupo é composto por grauvaques, xistos micáceos, pelitos e intercalações de rochas vulcânicas.

Estruturalmente, o Domínio do Pulo do Lobo trata-se de um antiforma sendo o seu núcleo composto pela Fm. Pulo do Lobo. Os sedimentos desta formação têm sido interpretados como constituintes de um prisma acrecionário relacionado com uma zona de sutura entre a ZSP e a ZOM (Silva *et al.*, 1990; Quesada *et al.*, 1994), exibindo três episódios de dobramento e clivagens associadas.

O Grupo de Ferreira-Ficalho compõe o flanco N do antiforma e o flanco S é descrito pelo Grupo Chança. Estes dois grupos apresentam grandes semelhanças em termos de deformação e estratigrafia, tendo aproximadamente a mesma idade (Frasniano inferior ao Fameniano superior), sendo considerados equivalentes estratigráficos.

II.1.2 Faixa Piritosa Ibérica

A FPI localiza-se a S do Antiforma do Pulo do Lobo e é constituída por complexos vulcânicos e vulcano-sedimentares com idades entre o Devónico superior e o Carbónico inferior (Rosa *et al.*, 2008). Neste domínio ocorre um dos maiores depósitos de sulfuretos existentes a nível global, sendo de elevado interesse económico.

II.1.2.1 Grupo Filito-Quartzítico

Constitui a formação mais antiga da sequência da FPI, datado do Fameniano médio a superior (Boogard, 1981), tratando-se do equivalente estratigráfico das formações mais recentes do Domínio do Pulo do Lobo. É constituído por filitos, quartzitos, siltitos mais ou menos carbonatados ou quartzosos e nódulos de natureza terrígena (Oliveira, 1983).

II.1.2.2 Complexo Vulcano-Sedimentar

Apresenta uma grande variedade de espessuras que aumentam na proximidade de centros vulcânicos e integra um conjunto diversificado de rochas vulcânicas félsicas e máficas (Munhá, 1979, 1983) dominado por termos extrusivos, intercalados com unidades sedimentares resultantes de acções de remobilização e posterior redeposição. Litologias como chertes, xistos siliciosos, tufitos e quartzovaques compõem este grupo que se sobrepõe estratigraficamente ao Grupo Filito-Quartzítico (GFQ) e apresenta idades que variam entre o Fameniano superior e o Viseano superior (Boogard, 1963; Oliveira, 1983; Oliveira *et al.*, 1997).

Regionalmente, é possível dividir a FPI em dois ramos principais (Oliveira, 1990): um Ramo Sul composto por antiformas enraizadas onde a sucessão estratigráfica GFQ/Complexo Vulcano-Sedimentar (CVS)/GFBA se mantém na sua ordem normal ou é afectada por cavalgamentos restritos aos flancos inversos das dobras; e um Ramo Norte onde o par GFQ/CVS aparece constantemente sobreposto por pacotes sedimentares envolvendo o GFQ e o CVS, pelo que, xistos e quartzitos interpretados como pertencentes ao GFQ encontram-se em posição alóctone, associados a carreamentos com transporte tectónico de NE para SW (Ribeiro *et al.*, 1983; Ribeiro & Silva, 1983; Silva *et al.*, 1990, Oliveira & Silva, 1990).

II.1.3 Grupo do Flysch do Baixo Alentejo

Também denominado genericamente por *Culm*, este grupo contacta a N com a FPI, ocupando cerca de metade da área da ZSP, e é essencialmente constituído por turbiditos clássicos, interturbiditos e conglomerados. O GFBA compreende três unidades litoestratigráficas que foram separadas de acordo com a fracção grauvaque/xisto argiloso, nomeadamente da base para o topo, as Fms. Mértola, Mira e Brejeira, progradantes para SW (Oliveira *et al.*, 1979; Oliveira, 1983). É nesta última formação que se enquadram as áreas de estudo.

II.1.3.1 Formação de Mértola

Datada do Viseano superior (Oliveira, 1983), esta formação constitui a base do GFBA e é caracterizada por bancadas de grauvaque alternadas de pelitos representando turbiditos clássicos, interturbiditos e conglomerados e micro-conglomerados do tipo *wild flysch*, sendo comum a associação destes últimos, a acidentes gravitacionais sin-sedimentares. É comum afirmar que o CVS foi uma importante fonte sedimentar para a Fm. Mértola devido à presença de fragmentos rochosos como vulcanitos ácidos e básicos e de quartzo vulcânico, característicos das unidades da FPI (Oliveira *et al.*, 1979; Oliveira, 1983). A passagem entre a zona superior do CVS (ex: em Aljustrel –a formação do Paraíso) e o início do *flysch* é gradual e difícil de identificar, sendo a grande maioria das vezes uma passagem em continuidade de xistos negros ao aparecimento esporádico de finas bancadas de grauvaque.

II.1.3.2 Formação de Mira

Encontra-se sobreposta à Fm. Mértola e é igualmente constituída por uma sequência turbidítica de pelitos e grauvaques, contudo, apresenta menor contraste de fácies que a anterior, sendo raras as camadas mais grosseiras e os níveis conglomeráticos – mas com um aumento da fracção argilosa (xistos). Estas características sedimentológicas indicam que a Fm. Mira se depositou em zonas externas, mais longínquas das fontes de alimentação, colocadas predominantemente nos quadrantes NW e SE, determinados através da medição de paleocorrentes (Oliveira, 1983). A idade e a espessura desta formação não estão definidas com rigor, tendo sido apontado um intervalo pertencente ao Namuriano e um valor entre 1 e 1,5 km, respectivamente (Oliveira *et al.*, 1979; Oliveira, 1983).

II.1.3.3 Formação da Brejeira

É a unidade mais recente pertencente ao GFBA, datada do Namuriano médio ao Vestefaliano superior pela presença de goniatites e fragmentos de trilobites (Oliveira *et al.*, 1979; Oliveira, 1983; Pereira, 1997), e aflora nas áreas estudadas referentes ao Sector S da Praia de Monte Clérigo, Praia de Vale Figueiras e Praia da Cordoama.

A base da Fm. Brejeira, que contacta a N com a Fm. Mira durante uma faixa de 5 a 10 km, é constituída por quartzitos impuros, quartzovaques e xistos argilosos intercalados. Para S deste contacto seguem-se turbiditos clássicos, com cada vez menos fragmentos vulcânicos devido à maior distancia aos centros vulcânicos da FPI. Estas sequências turbiditicas clássicas estendem-se até ao contacto com a Orla Meso-Cenozóica do Algarve, sobrepondo a sucessão litoestratigráfica dos anticlinais de Aljezur e Bordeira (Sector SW). À semelhança das formações subjacentes, a espessura desta não está definida com exactidão pelo que é atribuído um valor na ordem dos 2 km (Oliveira, 1983; Oliveira *et al.*, 2006, 2013).

De acordo com as estruturas sedimentares compostas por *groove* e *flute casts* observadas com frequência e utilizadas para estudos de paleocorrentes, é afirmado que a proveniência sedimentar predominante seria de NW para SE, tal como para as unidades anteriores. Contudo, nos sectores mais externos há maior variabilidade no sentido das correntes, observando-se sentidos de deposição tanto para NW, W ou SW (Hanganu, 2016), em consequência da sedimentação turbidítica se ter instalado numa plataforma mista argilo-carbonatada subsidente, interpretada como sendo o Grupo da Carrapateira do Sector Sudoeste (Oliveira, 1983, 1990; Oliveira *et al.*, 2013).

O GFBA trata-se então do preenchimento de uma bacia *foreland* que se formou em resultado da colisão entre a ZOM e a ZSP. Os impulsos compressivos resultantes desta colisão incitaram descargas sucessivas de sedimentos terrígenos provenientes da destruição de uma cadeia montanhosa no bordo sul (coordenadas actuais) da ZOM e condicionaram a sedimentação para SW, havendo o preenchimento de bacias sin-tectónicas nesse sentido (Oliveira *et al.*, 1990). Em termos de estruturas, é composto por um complexo imbricado de carreamentos para SW resultado de uma tectónica pelicular (*thin skinned*; Ribeiro & Silva, 1983; Ribeiro *et al.*, 1983) em que a génese dos cavalgamentos, enraizados num descolamento basal sub-horizontal, decorreu segundo uma sequência de propagação frontal para SW (Silva, 1989; Silva *et al.*, 1990).

A existência da plataforma carbonatada materializada pelo Grupo da Carrapateira interferiu também com o desenvolvimento da deformação nos sectores mais externos da Fm. Brejeira, provocando um aumento de tensão no confronto com esta unidade e explicando assim a propagação fora de sequência (*out-of-sequence*; Ribeiro, 1983) proposta para as estruturas variscas complexas do sector Aljezur-Carrapateira que é caracterizado por uma tectónica de muito baixo ângulo com carreamentos sub-horizontais e dobras assimétricas vergentes para SW (Silva *et al.*, 1990).

II.1.4 Sector Sudoeste (anticlinais de Aljezur e Bordeira)

Estes anticlinais apresentam, em diversos aspectos, uma sucessão estratigráfica muito diferente de toda a zona N da ZSP. Dentro desta sucessão, são encontradas unidades temporalmente equivalentes às da FPI porem com características sedimentares distintas (Oliveira, 1983, 1990).

II.1.4.1 Formação de Tercenas

Constitui o substrato detrítico do Sector Sudoeste sendo formado por arenitos com alguns argilitos interestratificados com características que apontam para que esta formação se tenha depositado em ambientes marinhos pouco profundos, como bioturbação, laminações e estratificação entrecruzada. Em

termos de datação, esta formação é equivalente temporal do GFQ, ou seja, de idade Fameniano Superior (Oliveira, 1983, 1990; Oliveira *et al.*, 1985; Pereira *et al.*, 1994; Moreno *et al.*, 1996b).

II.1.4.2 Grupo da Carrapateira

Assenta sobre a Fm. Tercenas e é caracterizado por sucessões argilo-carbonatadas, claramente distintas dos arenitos e argilitos da formação subjacente. O Grupo da Carrapateira é composto por três formações, da mais antiga para a mais recente: as Fms. Bordalete, Murração e Quebradas, que apresentam litologias e conteúdo fóssil diferente de toda a ZSP. A Fm. Bordalete, datada do Tournaisiano inferior a médio através de raros fósseis de goniatites, é predominantemente constituída por xistos escuros piritosos e siltitos depositados em ambiente marinho calmo e pouco oxigenado (Oliveira, 1983, 1984). A Fm. Murração é de modo geral composta por xistos argilo-margosos e calcários nodulares, de plataforma carbonatada aberta, possivelmente em condições subtidais (Oliveira, 1988) a que foi atribuída a idade do Tournaisiano superior podendo atingir o Namuriano inferior (Oliveira *et al.*, 2013). Por fim, sobre estas duas últimas formações, encontra-se a Fm. Quebradas (Namuriano) com xistos negros intercalados de bancadas de calcário, de ambiente redutor e pouco profundo (Oliveira, 1983).

Estas unidades ter-se-iam depositado então numa plataforma continental em condições de águas pouco profundas, propícias à sedimentação de xistos negros e carbonatos (Oliveira, 1983; Oliveira *et al.*, 2006).

Neste sector SW observa-se um estilo peculiar de deformação bem explícito devido à fraca intensidade da deformação compressiva verificada durante o episódio associado à vergência para SW comum na restante área da ZSP, que aqui não obliterou algumas estruturas anteriores (Silva *et al.*, 2013).

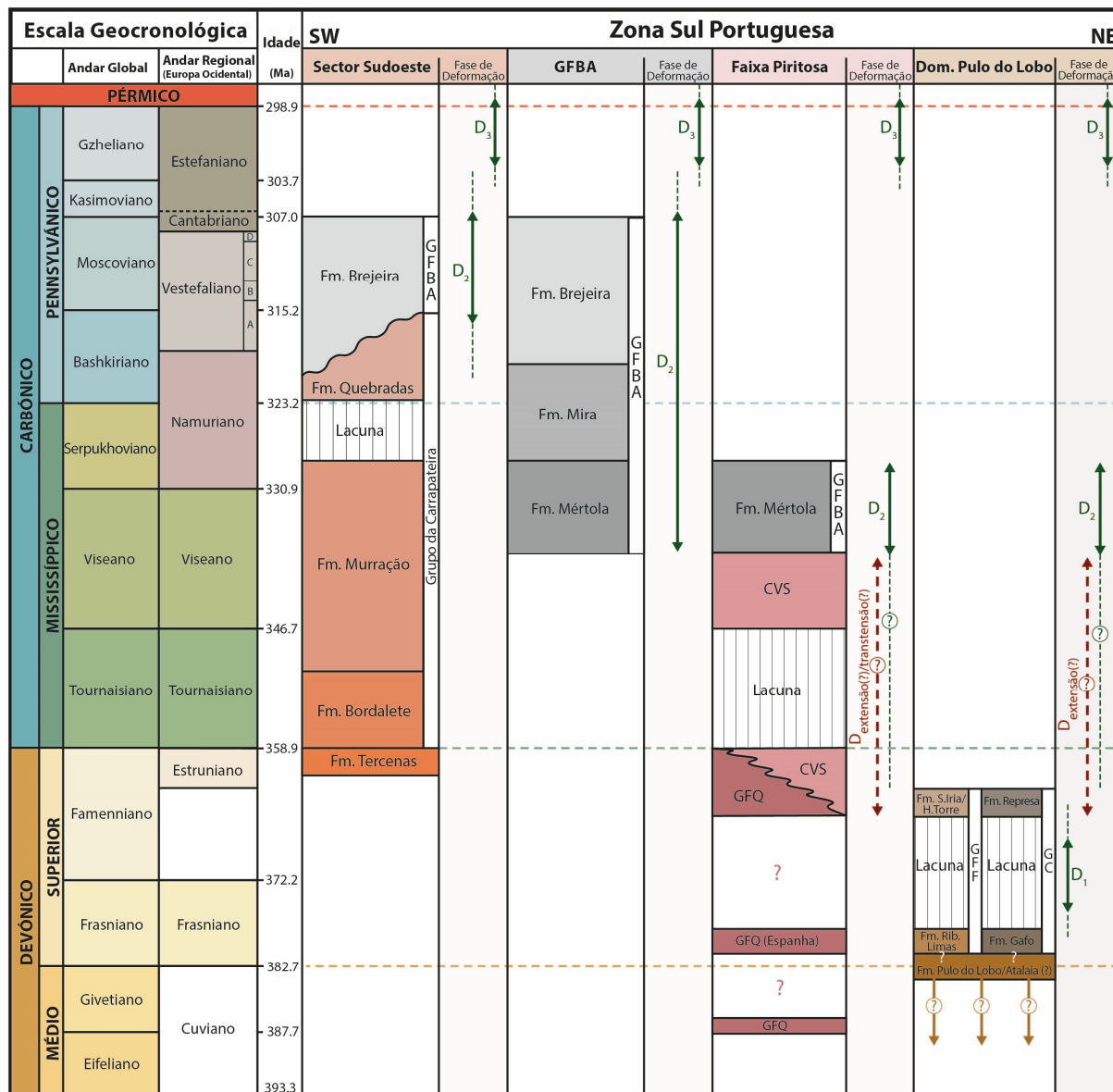
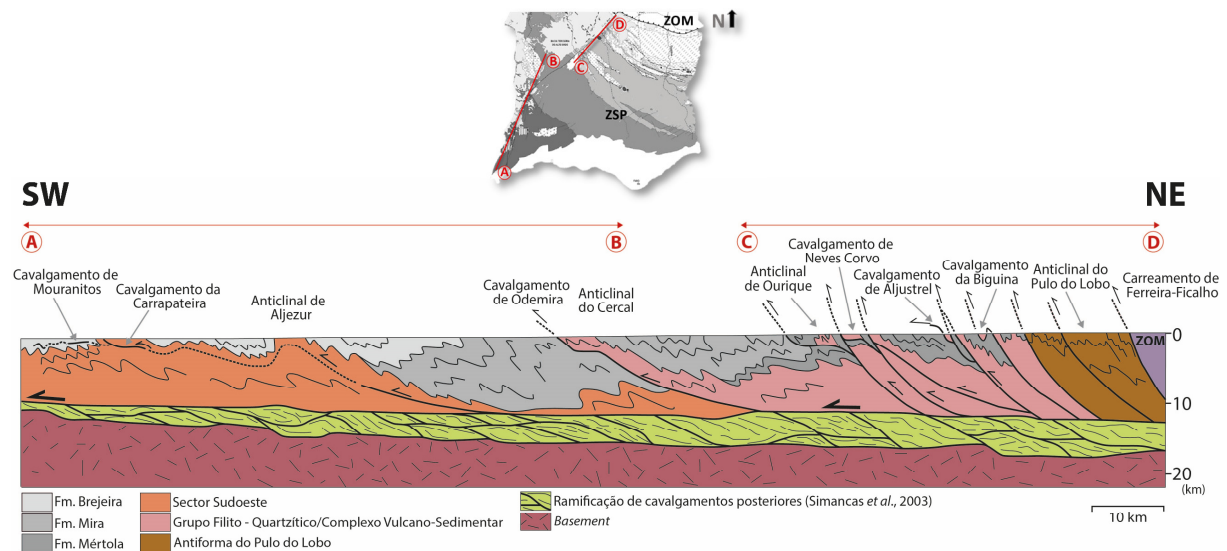


Figura II.1 - Quadro estratigráfico simplificado com a distribuição das principais unidades da Zona Sul Portuguesa nos seus diferentes sectores, com evidencia da distribuição temporal dos principais episódios de deformação (adp. Oliveira, 1990; Silva *et al.*, 1990, 2013; Oliveira *et al.*, 2013 in Bolacha, 2014). GFBA - Grupo do Flysch do Baixo Alentejo; GFQ - Grupo Filito-Quartzítico; CVS - Complexo Vulcano-Sedimentar; GFF - Grupo de Ferreira-Ficalho; GC - Grupo Chança.

III. Deformação Varisca

A ZSP tem como característica principal uma tectónica pelicular designada de *thin skinned* com carreamentos de grande envergadura e flecha de recobrimento vergentes para SW (Ribeiro & Silva, 1983). Este tipo de deformação terá sido favorecido por uma *zona laminada* correspondente a um descolamento basal e sub-horizontal das estruturas imbricadas, localizado entre os 12 e 15 km em dados de perfis sísmicos profundos (Figura III.1). Abaixo deste descolamento existem alguns cavalgamentos ramificados vergentes para SW que se terão formado posteriormente (Simancas *et al.*, 2003). O facto de não se observarem unidades anteriores ao Devónico superior nos principais antiformas da ZSP é também razão para inferir a existência deste descolamento (Ribeiro & Silva, 1983) que apresenta uma espessura de 5 a 8 km (Matias, 1996) e que poderá materializar o limite Proterozóico superior-Paleozóico (Simancas *et al.*, 2003).



As estruturas que se observam actualmente na ZSP são o resultado da sobreposição de várias fases de deformação associadas à Orogenia Varisca. Uma fase de deformação é definida consoante um campo de tensões específico que actua durante um determinado período de tempo. Assim, uma nova fase de deformação é estabelecida quando ocorre uma mudança de direcção, sentido ou intensidade significativa nesse mesmo campo de tensões. Durante cada fase de deformação geram-se estruturas características como resposta a estas tensões aplicadas e desta forma é possível a sua individualização. Se o campo de tensões não se alterar verifica-se um redobramento das estruturas e este episódio tectónico é incluído na mesma fase de deformação que o primeiro dobramento (Ribeiro, 1983; Silva, 1989; Dias & Basile, 2013) como uma intensificação ou continuidade da fase de deformação em curso. Contudo, para a caracterizar uma fase de deformação é necessário ter em consideração as evidências locais da mesma, pois estas podem, ou não, corresponder ao evento de deformação regional, sendo de maior importância determinar o significado tectónico da deformação local (Caranova, 2002). Deverá ter-se ainda em conta a ocorrência de anisotropias locais e/ou regionais que poderão fazer variar localmente direcções de deformação, como por exemplo a existência de corpos rígidos e/ou rampas de paleo-topografias.

No que respeita à tectónica varisca, Silva *et al.* (1990) definiram três fases de deformação para a ZSP designando-as D₁, D₂ e D₃ (Figura II.1). Estas fases de deformação são diacrónicas pelo que se propagam de NE para SW desde o domínio mais interno, materializado pelo antiforma do Pulo do Lobo, até aos domínios mais externos, afectando unidades estratigraficamente cada vez mais recentes.

Segundo estes autores, a fase D₁, que decorreu no Devónico superior, é apenas observada no núcleo do antiforma do Pulo do Lobo e é caracterizada por dobramentos apertados e clivagem associada com direcções próximas de N-S, mostrando um decréscimo da intensidade em direcção ao topo da série (Silva, 1989). A primeira fase de deformação a afectar a FPI é equivalente à segunda fase de deformação que se observa no domínio do Pulo do Lobo, da mesma forma que o segundo episódio de deformação na FPI corresponde ao terceiro episódio de deformação no Pulo do Lobo (Silva *et al.*, 1990).

A primeira fase de deformação a afectar a FPI deu origem a cavalgamentos imbricados para SW. A partir daí a deformação propagou-se nesse sentido, com diminuição da inclinação das estruturas em direcção às zonas externas onde existem carreamentos sub-horizontais de grande envergadura (Ribeiro, 1983; Silva, *et al.*, 1990), não afectando tectónicamente, por agora, o GFBA. O segundo episódio de deformação neste domínio manifesta-se como um redobramento das estruturas geradas na fase anterior em deformação progressiva passando a deformar as unidades do GFBA. Deste modo, as unidades do GFBA foram apenas afectadas pelo mesmo segundo episódio de deformação da FPI, no entanto, a sua deformação ocorreu posteriormente à da FPI uma vez que a sua deposição foi também posterior. Esta fase de deformação é então designada de D₂ para os domínios mais externos da ZSP. Quanto à fase de D₃, esta é descrita como sendo responsável por desligamentos conjugados de carácter frágil a semi-frágil e pós-tectónico, tendo originado os anticlinais de Aljezur e Bordeira, onde se observam as unidades do Sector Sudoeste (Figura II.1) (Ribeiro, 1983; Silva, 1989; Dias & Basile, 2013).

As fases de deformação mencionadas acima e evidenciadas na Figura II.1, estão descritas para a extensão total da ZSP. No entanto, para uma melhor percepção da deformação observada na área de estudo, correspondente ao sector mais externo da ZSP, será aplicada a partir deste momento, uma nomenclatura de fases de deformação mais localizada utilizada por Ribeiro *et al.*, (1987), durante a elaboração da Carta Geológica da Bordeira. Estas fases de deformação locais foram igualmente denominadas D₁, D₂ e D₃, mas apresentam um significado diferente das descritas acima.

A primeira fase de deformação (D₁) para o GFBA, com uma compressão máxima (σ_1) NE-SW e mínima (σ_3) NW-SE, é responsável pela deformação com maior intensidade, característica de toda a área de estudo. Durante esta fase desenvolveram-se dobras com eixos orientados NW-SE e planos axiais com uma inclinação para NE, vergentes para SW. Cavalgamentos de baixo ângulo a quase sub-horizontais contemporâneos destas, com vergência para SW, são igualmente associados a esta fase de deformação. A respectiva clivagem S₁ tende a ser, localmente, de plano axial e pouco penetrativa, observada com maior frequência em zonas mais deformadas como charneiras, flancos inversos e na proximidade de cavalgamentos. Quanto à lineação de intersecção L₁ (S₀^S₁), esta é geralmente sub-paralela aos eixos das dobras D₁, podendo, no entanto, existir um pequeno ângulo entre L₁ e os eixos de dobramento. Na proximidade do plano de carreamento da Carrapateira, com um deslocamento mínimo de 10 km, mas provavelmente acima de 20 km (Ribeiro, 1983), a clivagem torna-se sub-horizantal, mais intensa e penetrativa. Isto mostra que o carreamento é uma zona de cisalhamento da mesma idade que D₁ onde, por amortecimento frontal para SW, passa a um anticlinal deitado perto da Pedra das Safias (Ribeiro, 1983; Ribeiro *et al.*, 1987; Dias & Basile, 2013).

As dobras pertencentes à segunda fase (D₂), caracterizadas por eixos sub-horizontais e superfícies axiais sub-verticais NW-SE, são o resultado do redobramento de estruturas anteriores e estão normalmente associadas a flancos normais extensos e de pouca inclinação de dobras D₁. Nesta fase, a intensidade da compressão é moderada, existindo por vezes, em áreas restritas, uma clivagem de plano axial S₂ pouco intensa (*ibidem*).

Posteriormente actuou uma terceira fase (D_3), de deformação muito mais heterogénea, que será responsável pela geração do anticlinal da Bordeira, com direcção NNE-SSW em perfil *box-fold* e planos cortados por falhas normais, e da estrutura de Aljezur. A compressão é mais intensa perto do núcleo e planos dos antiformas e a clivagem S_3 , com direcção NE-SW geralmente de plano axial e muito inclinada, está restrita a estas zonas (Ribeiro *et al.*, 1987; Dias & Basile, 2013). Esta fase é caracterizada por dobras escalonadas NE-SW que se desenvolvem ao longo de corredores de cisalhamento esquerdos NNE-SSW, sendo que as suas charneiras apresentam uma grande variação em relação ao sentido de inclinação podendo inclinar para NNE a NE ou para SSW a SW. Assim, os principais corredores de cisalhamento que tiveram na origem destas estruturas correspondem a *kink bands* de grande escala ou mesmo dobras em *chevron*, que deflectem as estruturas previamente formadas pela D_1 , que por si só foi extremamente penetrativa, daí esta fase apresentar muita variedade e grande componente local (Dias & Basile, 2013).

As estruturas variscas influenciaram mais tarde, os estágios extensivos precoces do ciclo orogénico alpino, que está associado à abertura do Atlântico. Deste modo, como eventos pós-variscos observam-se várias estruturas extrusivas que foram controladas essencialmente pelos corredores de cisalhamento NNE-SSW da fase D_3 , onde os diques de basaltos essencialmente alcalinos intruíram paralelamente às flexuras, durante o Jurássico Superior. Refere-se de igual modo, a existência de falhas normais que intersectam o anticlinal da Bordeira (Ribeiro, 1983), que terão origem possivelmente num rejogo dos cisalhamentos D_3 em regime extensivo (Dias & Ribeiro, 2002; Dias & Basile, 2013).

IV. Evolução Geodinâmica

A deformação que actualmente se observa em toda a CVI resultou, em grande parte, do fecho dos oceanos Rheic e Paleotethys durante o Paleozóico inferior (Ribeiro *et al.*, 2007), período em que entraram em subducção levando á colisão de margens continentais e, com o contínuo do consumo de litosfera oceânica, de sectores continentais cada vez mais internos. O SW do litoral português regista os impulsos compressivos do final da Orogenia Varisca, sendo os materiais constituintes da ZSP sucessivamente deformados, resultantes da erosão das zonas internas do orógeno.

Na bibliografia geológica encontram-se várias interpretações sobre a evolução geodinâmica da Orogenia Varisca (eg. Silva, 1989; Araújo, 2006; Ribeiro *et al.*, 2007; Onezime, *et al.*, 2003) pelo que a informação referente às causas e aos mecanismos da sua formação não é consistente, não existindo um modelo convencional. Para uma melhor percepção sobre o comportamento dos sectores é necessário ter em consideração os eventos geodinâmicos anteriores ao início do ciclo Varisco propriamente dito, como a abertura dos oceanos Rheic e Paleotethys.

No período de transição Câmbrico-Ordovícico a abertura do oceano Rheic já teria iniciado devido à progressão da deriva continental no sector N da Gondwana, separando os continentes Avalónia e Ibéria, onde se desenvolveu uma margem passiva ao longo do SW da ZOM (Terreno Autóctone Ibérico) (Ribeiro *et al.*, 2007) (Figura IV.1). A abertura do Paleotethys ocorre assim no fim do Ordovícico com um novo episódio de *rifting* (Stampfi & Borel, 2002).

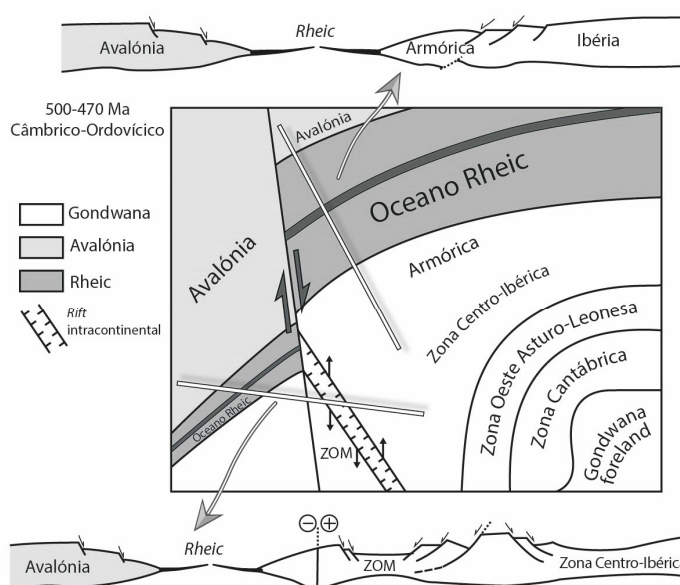


Figura IV.1 – Reconstituição paleogeográfica da Ibéria-Armórica, Avalónia, Gondwana e Oceano Rheic, entre o Câmbrico e Ordovícico (500-470 Ma). Cortes referentes ao NW da Ibéria-Armórica e SW da Ibéria (adap. Ribeiro *et al.* 2007).

Durante um intervalo de tempo é gerada crosta oceânica e são depositados sedimentos marinhos profundos, contudo, o fecho dos dois oceanos Rheic e Paleotethys já se teria iniciado possivelmente entre o Silúrico e o Devónico devido ao começo da fase convergente. Assim, no bordo da placa da Avalónia teria sido originada uma margem continental activa (Ribeiro, 1974) com o começo do processo de colisão e com a sua subducção sob a Ibéria (Figura IV.2). Em termos mais concretos, ocorreu a subducção para NE da ZSP (Avalónia) sob a ZOM (Ibéria). O sentido da subducção é deduzido a partir da vergência e movimentação dos mantos de carreamento da ZSP, que se efectuou para SW (Silva, 1989).

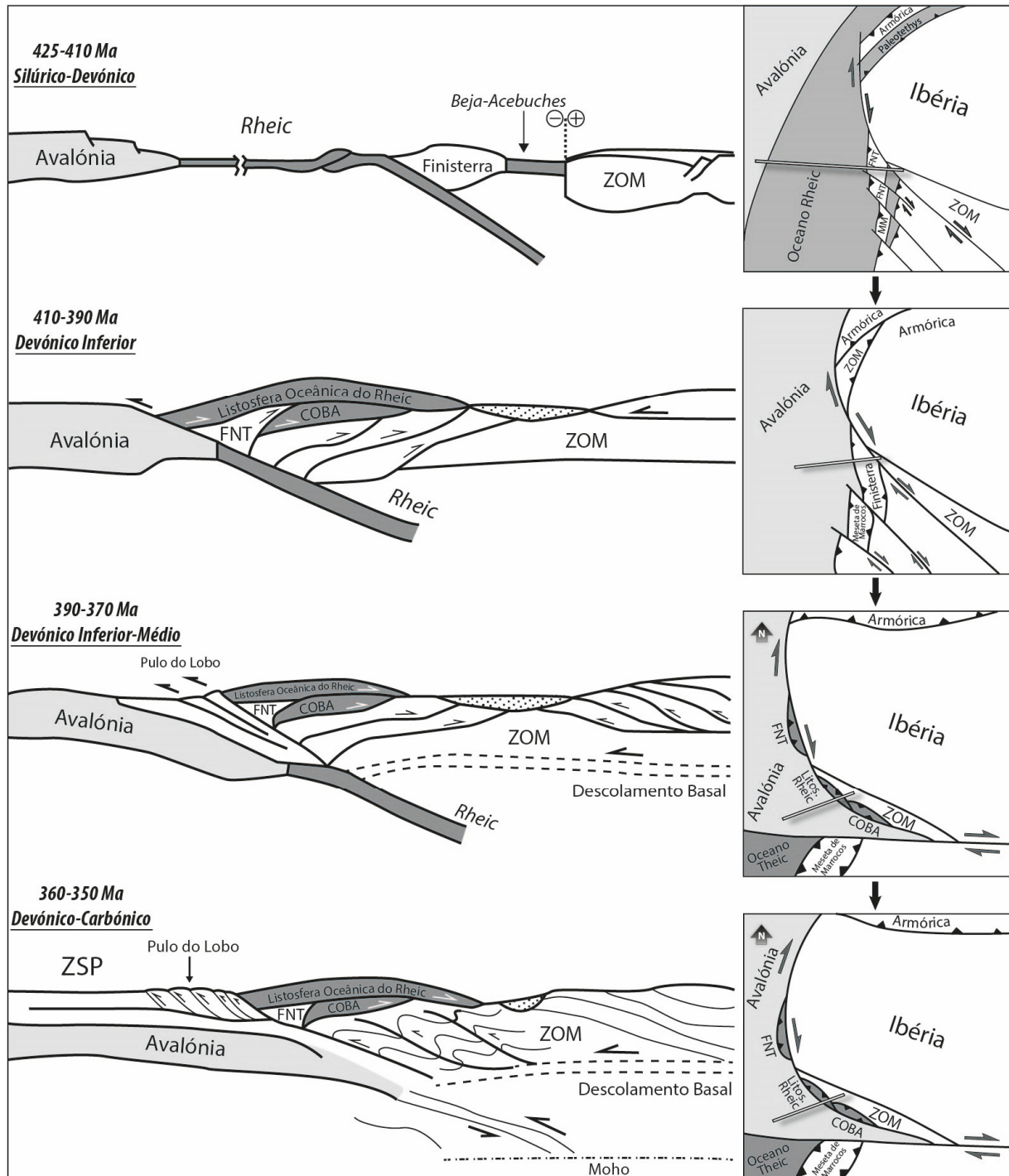


Figura IV.2 –Evolução paleogeográfica do ciclo varisco que originou a formação das estruturas constituintes da ZSP, entre os períodos Silúrico e Carbónico, com os respectivos cortes do SW da Ibéria. FNT – Finisterra; MM – Meseta de Marrocos; (adap. Ribeiro *et al.* 2007).

A microplaca Finisterra, pertencente à placa litosférica do oceano Rheic, interpreta um papel importante neste estágio, uma vez que é sobre esta que ocorre obducção por parte da crosta oceânica do Rheic. Posteriormente, com o continuar da subducção, toda esta sequência (Finisterra e crosta oceânica do Rheic) é transportada para a superfície da ZOM, existindo uma sobreposição às unidades do COBA que já teriam sido obductadas no início do Devónico (Figura IV.2) (Ribeiro *et al.*, 2007).

É possível inferir que a colisão entre a ZOM e ZSP ocorreu de forma oblíqua uma vez que o fecho do oceano Rheic aparenta ter início no bordo SE do orógeno varisco e só depois no bordo NW (em relação às coordenadas actuais) (Oliveira, 1990; Silva *et al.*, 1990). O consumo do oceano Rheic e Paleotethys por subducção e obducção acentuou a curvatura do Arco Ibero-Armoricano, tornando os seus limites N e S sub-paralelos (Ribeiro *et al.*, 2007).

No Devónico médio (Figura IV.2), o Pulo do Lobo já faria parte de um prisma acrecionário associado à subducção da crosta oceânica sob a Ibéria, visto que os metavulcanitos interestratificados constituintes das formações mais antigas, a Fm. Atalaia e Pulo do Lobo, apresentarem assinatura geoquímica oceânica (Munhá, 1983). Sobre estas surgem formações claramente menos deformadas e com grau metamórfico menos intenso, discordantes, datadas do Fameniano demonstrando que no final do Devónico, o principal evento tectono-metamórfico varisco tinha terminado (Silva, 1989; Araújo, 2006).

A subducção continuou a menor velocidade, o que possibilitou a predominância de uma plataforma continental pouco profunda no bordo da Avalónia onde se depositaram, no Devónico superior, as unidades que compõem hoje o GFQ e a base da sequência da FPI. A origem do vulcanismo bimodal que formou a FPI até ao Viseano superior ainda é incerta, contudo, é possível afirmar que terá ocorrido numa fase de extensão de *back-arc* generalizada no bordo N da Avalónia. Segundo os vários autores, este processo extensivo poderá estar relacionado com diversos mecanismos (Bolacha, 2014) como: um arco vulcânico associado à subducção (Schutz *et al.*, 1988; Soler, 1973; Monteiro & Carvalho, 1987; Onezime *et al.*, 2003); transtensão induzida pela colisão oblíqua, ao longo de bacias *pull-apart* (Silva *et al.*, 1990; Quesada *et al.*, 1994; Giese *et al.*, 1994); o encurvamento associado à formação do Arco Ibéro-Armoricano, que implicou um regime transpressivo com uma grande distribuição de deformação (Ribeiro *et al.*, 2007); *roll-back* da placa litosférica da Avalónia em subducção (Marques *et al.*, 2010); levantamento e empolamento a nível regional das zonas setentrionais da ZOM (Silva *et al.*, 2013).

A colisão do tipo continente-continente decorreu durante todo o Devónico médio-superior sendo que no início do Carbónico a ZOM e a ZSP já estariam unidas (acrecção do Terreno Sul Português ao Terreno Autóctone Ibérico) e a subducção é agora continuada em regime intra-continental (Figura IV.2). Sobre as unidades da Faixa Piritosa deposita-se o GFBA, progradante para SW, representando a continuação do mesmo processo que levou à formação do prisma acrecionário, iniciado no Devónico e materializado pelo anticlinal do Pulo do Lobo. A deposição das unidades do GFBA durou desde o Viseano, iniciando-se nos sectores a NE, até ao Vestefaliano já nos sectores mais externos a SW (Araújo, 2006).

O soerguimento progressivo da ZOM e formação de Cadeia de Montanhas respectiva promoveu a erosão dos seus níveis superiores contribuindo para o rápido enchimento da bacia da ZSP, a SW da sutura (Figura IV.2) (Oliveira, 1983; Silva *et al.*, 1990; Araújo, 2006). As zonas mais externas desta bacia apresentam uma deformação contemporânea da sedimentação caracterizada pela tectónica pelicular já mencionada, onde são frequentes os carreamentos sin-sedimentares, com vergência para SW, resultando num *flysch* progressivamente mais distal nesta direcção (Silva, 1992). O regime de inversão tectónica que resultou nesta deformação progradante de NE para SW, terá vigorado até ao Vestefaliano superior, afectando a bacia de *flysch* da Fm. Brejeira (Pereira, 1997) (Figura IV.3). Contudo, devido à existência de bacias de idade Estefaniana intensamente deformadas noutros locais da CVI, este regime de carácter contractivo (transpressivo) poderá ter-se prolongado até então (Silva *et al.*, 2013).

Em relação ao Grupo da Carrapateira, de natureza argilo-carbonatada, é admitido que se terá depositado numa área restrita com influências marinhas e continentais, no período entre o Tournasiano e o Vestefaliano. Estas unidades apresentam características muito distintas do GFBA sendo sugerido como local de deposição uma plataforma continental que já existiria na altura da deposição do *flysh*, em condições de águas pouco profundas, favoráveis à sedimentação de argilitos negros e carbonatos (Oliveira, 1983; Oliveira *et al.*, 2006).

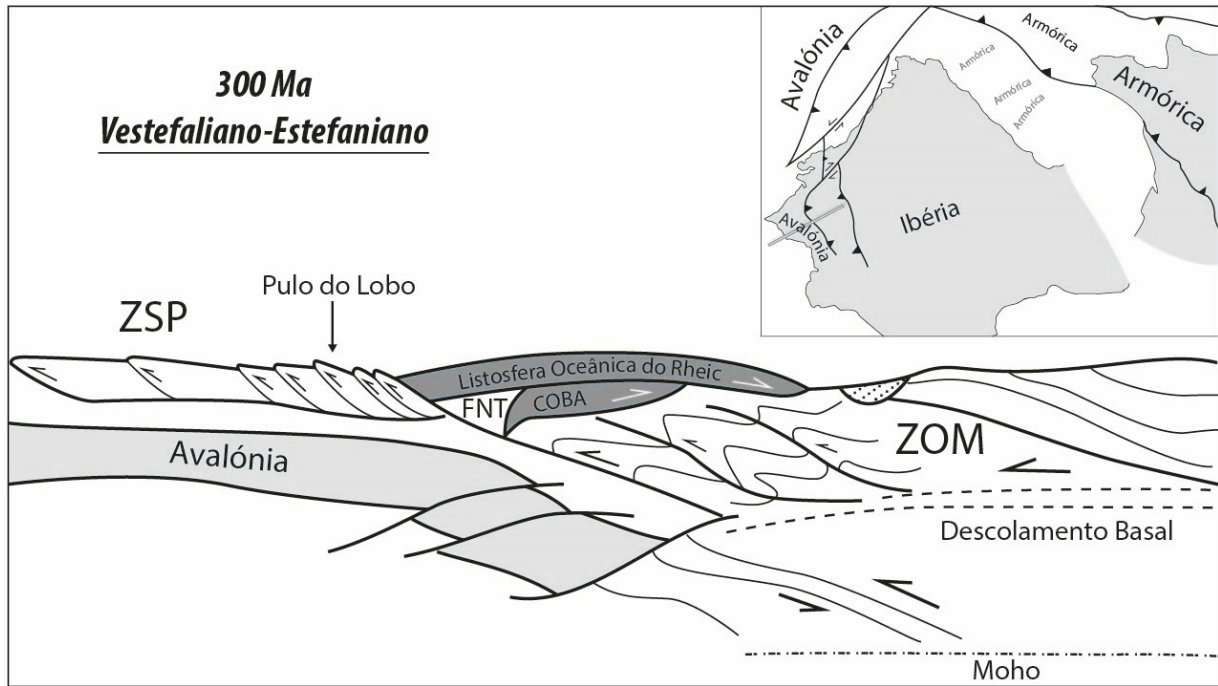


Figura IV.3 – Reconstituição paleogeográfica da Avalónia-Armórica-Ibéria durante os períodos Vestefaliano e Estefaliano (300 Ma). Representação do corte do SW da Ibéria onde se observam carreamentos thin-skinned, deformação característica da ZSP. FNT – Finisterra; (adap. Ribeiro *et al.* 2007).

A Orogenia Varisca termina então no Pérmico, com a instalação dos últimos corpos intrusivos, essencialmente batólitos, na ZOM e com uma fase de deformação frágil que teve como consequência a geração de desligamentos NE-SW esquerdos e a reactivação de cavalgamentos já existentes, de direcção E-W, vergentes para S (Ribeiro & Silva, 1983; Araújo, 2006; Ribeiro *et al.*, 2007; Dias & Basile, 2013). No seu conjunto, as unidades que compõem a ZSP formam um prisma acrecionário separado da crosta continental pouco espessa e da crosta oceânica de *back-arc*, onde foram depositadas (Figura IV.3), escapando à subducção sob o Maciço de Beja-Aracena (Ribeiro & Silva, 1983).

Assim, o orógeno Varisco trata-se de um arco de extrema virgação que ligou a Ibéria à Europa Ocidental, denominado de Arco Ibero-Armoricano (Figura IV.4) (Bard, 1973).

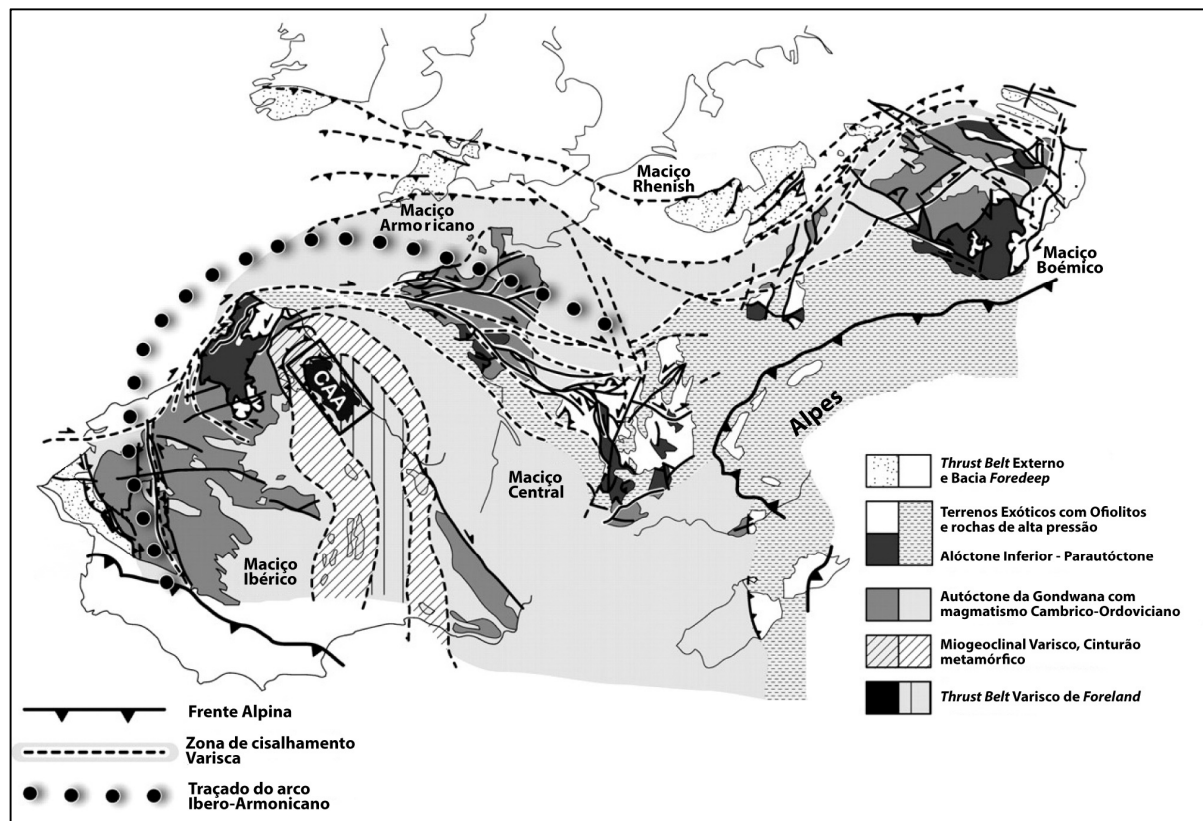


Figura IV.4 - Distribuição dos orógenos da Cadeia Varisca, destacando o Arco Ibéro-Armoricano que se estende desde o SW da Ibéria até ao S da Inglaterra apresentando uma grande virgacão (adp. de Weil *et al.*, 2009).

V. Caracterização e Análise estrutural de afloramentos

Neste capítulo serão apresentados e discutidos os cortes considerados significativos da área estudada. Estes encontram-se no Sector S da Praia de Monte Clérigo (Praia da Fateixa, Praia da Pipa e Praia do Medo da Fonte Santa), Praia de Vale Figueiras e Praia da Cordoama, nomeados de N para S. Nestes cortes foram inscritos dados relativos a atitudes de falhas, estratificação, estruturas presentes e percentagens de encurtamento. Apresentam-se também estereogramas de densidade de pontos referentes aos eixos e pólos das superfícies axiais dos dobramentos, medidos em cada sector.

V.1 Sector S da Praia de Monte Clérigo

O Sector S da Praia de Monte Clérigo engloba três praias adjacentes, a Praia da Fateixa localizada a N, a Praia da Pipa, no centro, e a Praia do Medo da Fonte Santa no extremo S deste sector. Estas praias serão descritas separadamente para uma melhor percepção da variação da deformação existente entre cada uma.

V.1.1 *Praia da Fateixa*

Imediatamente a S da Praia de Monte Clérigo encontra-se a Praia da Fateixa, com uma extensão próxima de 700 m, onde foram efectuados um total de 10 cortes estruturais (Figura V.1).

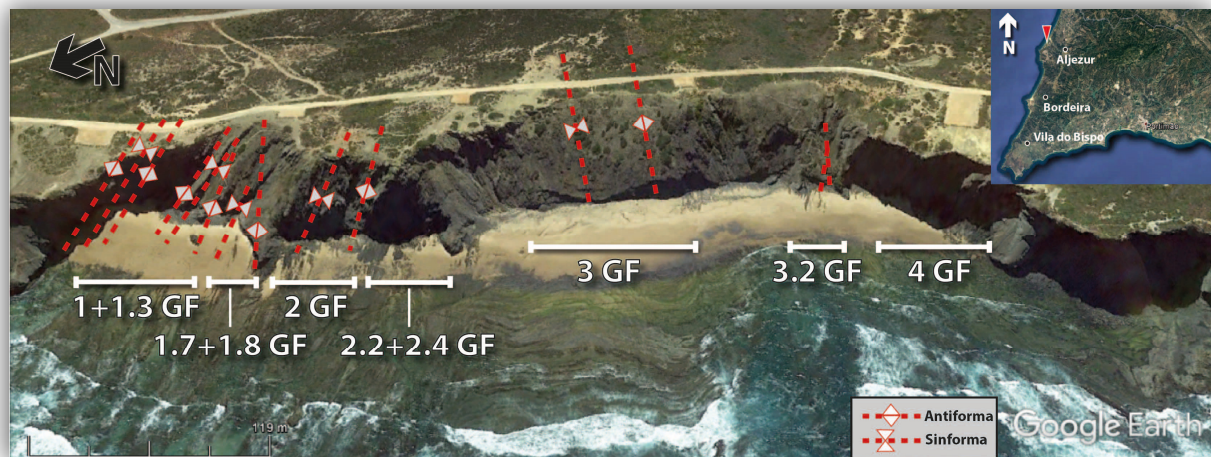


Figura V.1 - Localização aproximada dos cortes efectuados na Praia da Fateixa com a identificação de alguns dobramentos existentes na área.

Esta praia encontra-se essencialmente afectada por dobramentos com planos axiais de direcção geral NW-SE e uma média de 44° de inclinação para NE, e com vergência para SW coincidentes com a fase de deformação D₁ (e.g. Ribeiro *et al.*, 1987; Dias & Basile, 2013). Os seus eixos apresentam-se sub-horizontais com graus de inclinação entre os 18° e 2°, distribuindo-se em dois grupos opostos, um com um sentido de inclinação médio de 310° e outro com 118° (Figura V.2). Quanto à clivagem S₁, esta é pouco frequente ou apenas visível nas zonas com maior deformação, como em charneiras e flancos curtos. Geralmente apresenta uma atitude sub-paralela aos planos axiais, contudo, existem casos restritos onde esta pode fazer um ângulo com o plano da superfície axial, como será evidenciado mais à frente.

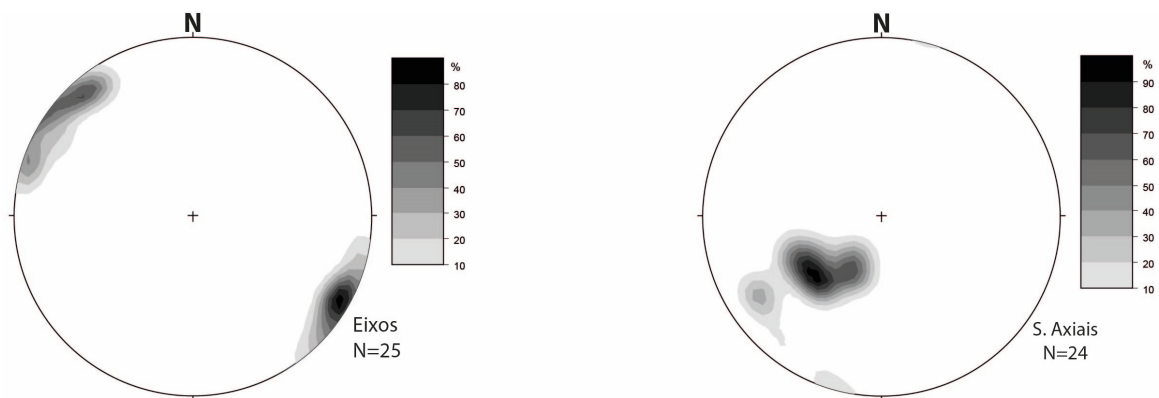


Figura V.2 -Estereogramas de densidade de pontos referentes aos eixos e pólos das superfícies axiais dos dobramentos na Praia da Fateixa (rede de Schmidt, hemisfério inferior).

Os dobramentos observados são frequentemente assimétricos com flancos normais bastante extensos e monótonos em comparação com os flancos curtos, por vezes invertidos, onde se concentra maior parte da deformação, com falhas associadas de inclinação para NE. Denota-se também que o espessamento das camadas nos flancos longos é maior, ao contrário dos flancos curtos, que tendem a apresentar as camadas intensamente estiradas (Figura V.3).

Por vezes, nos flancos normais observa-se pequenos enrugamentos resultantes de impulsos compressivos posteriores, que são normalmente de plano axial bastante inclinado, com atitudes de 104° ,

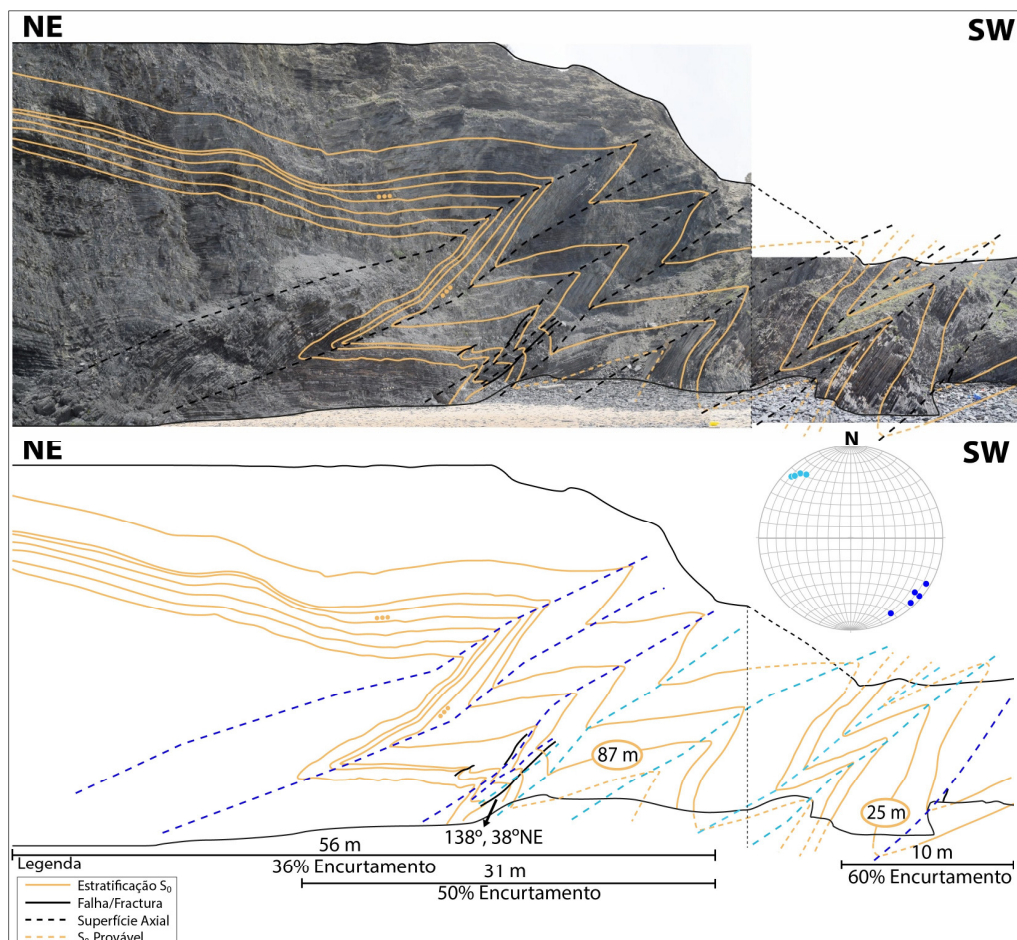


Figura V.3 -Representação conjunta dos cortes estruturais 1GF (a N) e 1.3GF (a S), com os respectivos valores de encurtamento estimados e estereograma referente à atitude dos eixos de charneira.

88° NNE, e com eixos de charneira sub-horizontais, possivelmente pertencentes à fase de deformação D₂ (Ribeiro *et al.*, 1987).

Nos cortes 1GF e 1.3GF (Figura V.3) observa-se um padrão de dobras em *chevron* com superfícies axiais a inclinar uma média de 40° NE, onde está bem representada a variação local da inclinação dos eixos dobras, que embora estes sejam sub-horizontais, pode ter algum significado, sendo que é provável que tal seja resultado da distribuição diferencial das componentes regionais cavalgante e de desligamento que pode originar um achatamento heterogêneo com rotação dos eixos do elipsóide de deformação incremental (Ribeiro, 1974).

Como se verifica no corte estrutural 1GF (Figura V.3), foram inscritos valores de encurtamento para o comprimento total do afloramento e para o sector com maior intensidade de deformação. Assim, é possível ter uma noção da relação entre a percentagem de encurtamento total e das zonas mais deformadas, sendo que, neste trabalho efectuou-se uma abordagem conservativa onde foram contabilizadas as camadas mais extensas e mais representativas possível, de todo o afloramento para o cálculo total do encurtamento existente na área de estudo.

Para S, nos afloramentos seguintes, verifica-se que o padrão de dobramento é semelhante, observando-se dobras em *chevron* com um encurtamento geral de 50% (Figura V.4).

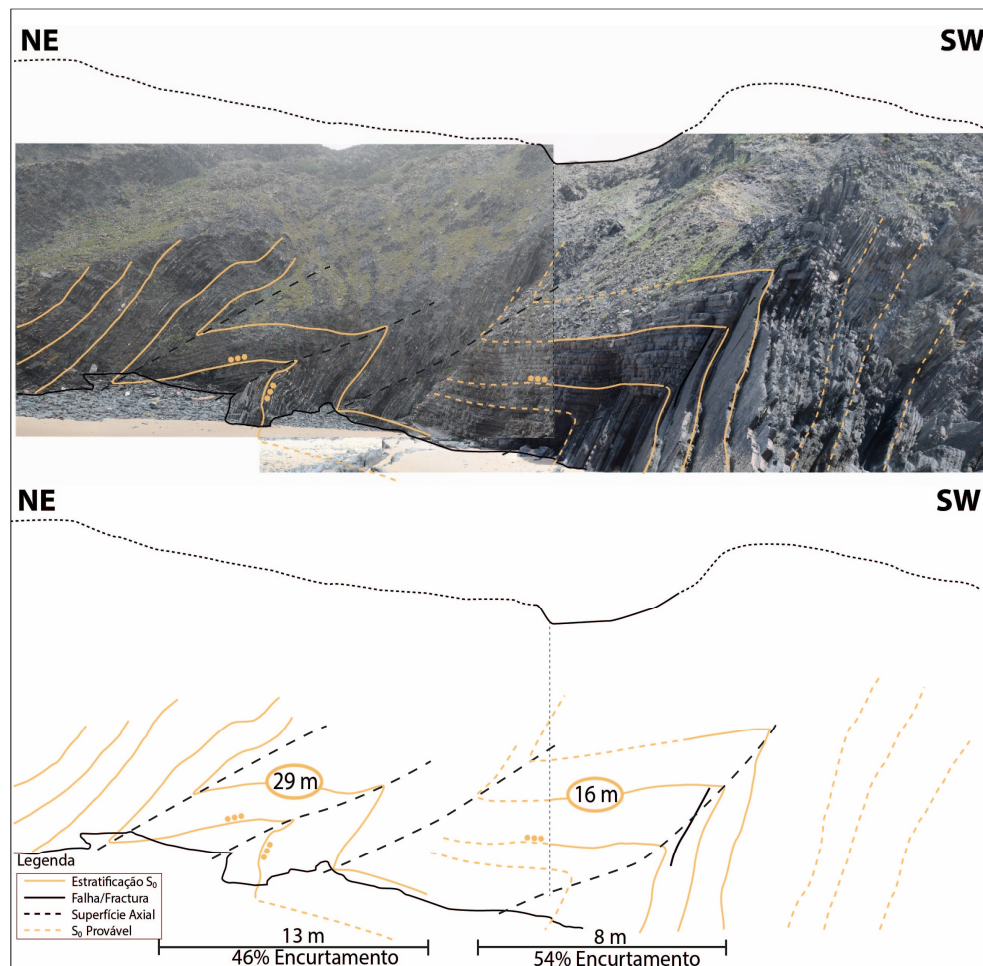


Figura V.4 -Representação conjunta dos cortes estruturais 1.7GF (a N) e 1.8GF (a S) com os respectivos valores de encurtamento estimados.

No corte estrutural 1.8GF foram efectuadas medições das lineações de intersecção (L_1) da dobra antifforma observada na Figura V.5, onde se obteve uma atitude de (12° , 293°) no flanco normal e de (70° , 52°) no flanco inverso. Determinou-se que clivagem S_1 neste antifforma não é paralela ao plano axial, existindo uma rotação do plano axial em relação à clivagem. Este aspecto revela a presença de uma pequena transecção anti-horária que poderá ter origem numa transpressão esquerda semelhante à já descrita para os sectores

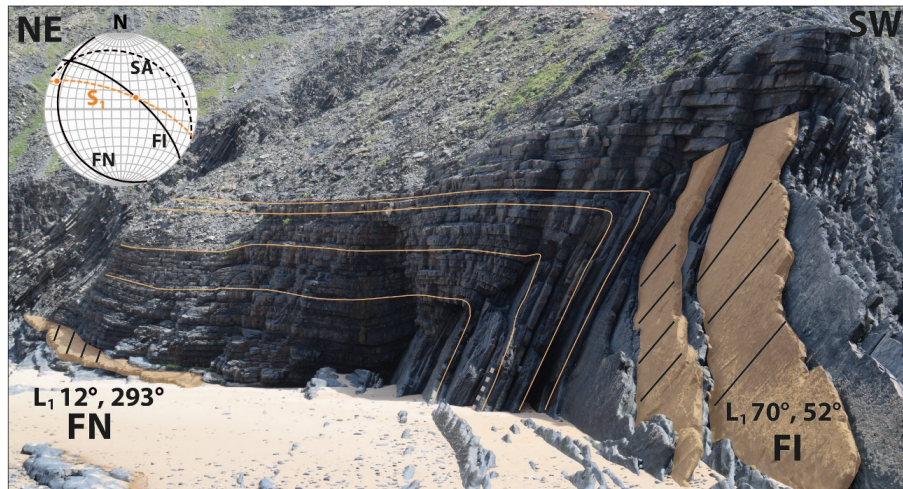


Figura V.5 - Dobra antifforma transectada presente no corte estrutural 1.8GF, com a projecção estereográfica das lineações de intersecção (L_1), clivagem (S_1), flanco normal (FN), flanco inverso (FI) e superfície axial (SA), revelando a intersecção desta última com a clivagem S_1 .

internos da ZSP, como na FPI (Silva, 1989). Carocha & Dias (2001) descrevem também a existência de dobras transectadas a N da Praia de Monte Clérigo, compatíveis com uma deformação não-coaxial, mas neste caso, a transecção é direita e estará relacionada com um acidente D_1 com direcção NW-SE, passando junto à Ribeira de Aljezur, que terá servido de fronteira entre dois blocos com comportamentos estruturais distintos. Assim, apesar de existirem casos de transecção, os dados que sustentam esta particularidade na área de estudo são escassos, pelo que não se pode afirmar com certeza que a transpressão seja a causa transecção. Segundo Dias & Basile (2013), também podem ser geradas dobras

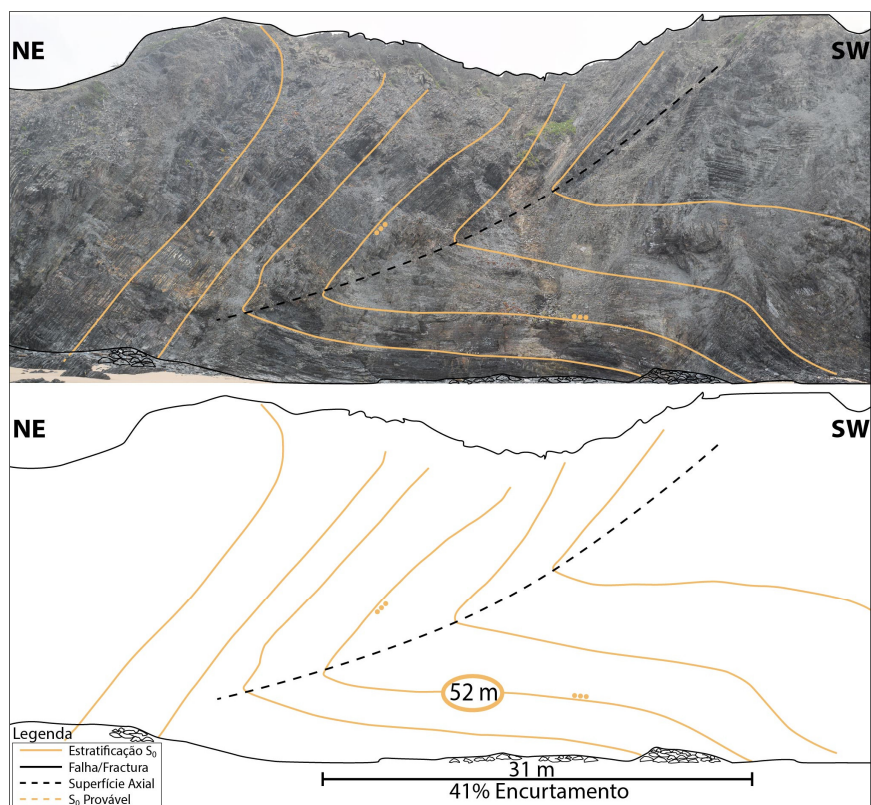


Figura V.6 - Representação do corte estrutural 2GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.

transectadas à escala métrica quando ocorrem problemas de espaço associados à evolução de estruturas em deformação progressiva.

À medida que se caminha para S os dobramentos tornam-se menos apertados e com superfícies axiais de pouco pendor com valores a rondar os 20° para NE (Figuras V.6).

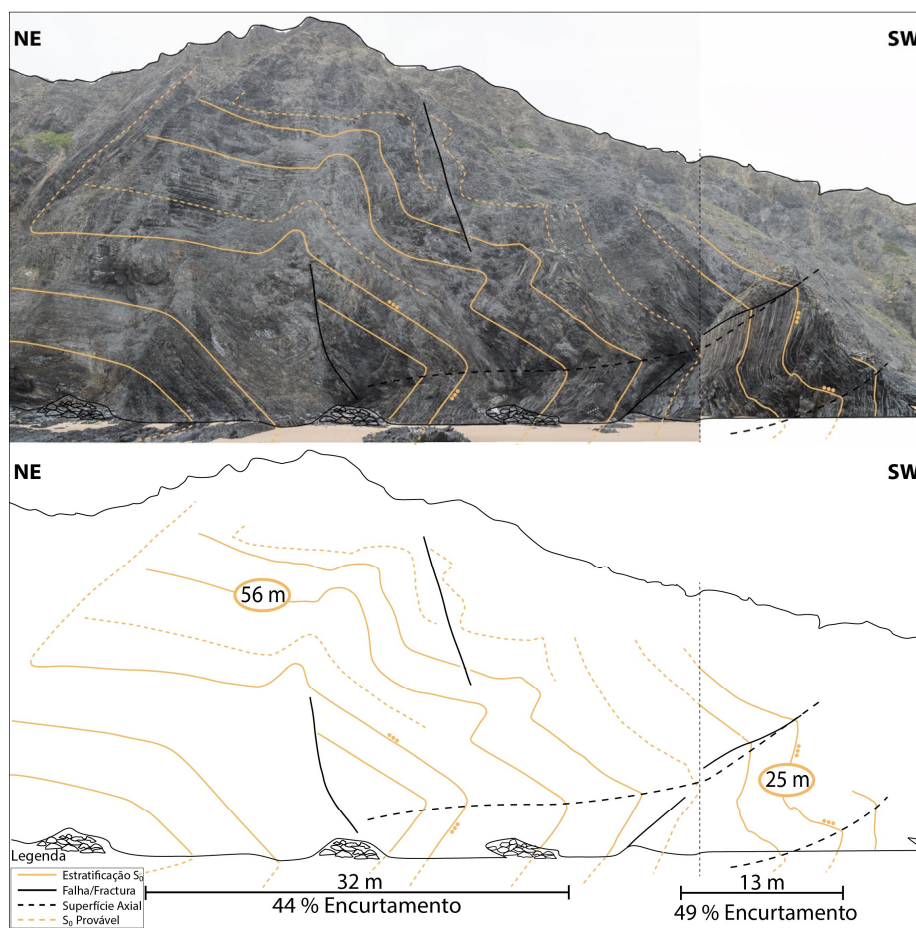


Figura V.7 -Representação conjunta dos cortes estruturais 2.2GF (a N) e 2.4GF (a S) com os respectivos valores de encurtamento estimados.

Em relação aos cortes 2.2GF e 2.4GF, estes apresentam alguma deformação localizada como o dobramento e fractura do flanco normal do antiforma D_1 , estando essa deformação possivelmente relacionada com um segundo estágio de deformação progressiva. No entanto, sem o conhecimento da cinemática e atitude dessas fracturas considera-se que a associação desta deformação frágil com a segunda fase de deformação é ainda incerta. As fracturas associadas à superfície axial desse mesmo antiforma já se terão gerado durante a primeira fase de deformação quando se atingiu o limite de elasticidade e ocorreu a ruptura da zona de charneira (Figura V.7).

O afloramento seguinte (Figura V.8), é de certa forma diferente dos descritos anteriormente pois é composto por dobramentos amplos de plano axial sub-vertical e simetria ortorrômbica. Apresentam uma intensidade de deformação muito menor e são pertencentes eventualmente à segunda fase (D_2) de deformação. A presença de sectores com densidade de deformação acentuada, como a observada no corte 1GF (Figura V.3), em contraste com outros sectores adjacentes onde o encurtamento ronda os 2% revela alguma partição de deformação, que mais uma vez, poderá estar relacionada com corredores transpressivos sub-paralelos às superfícies axiais das dobras D_1 que concentram a deformação e individualizam blocos adjacentes com regimes de deformação próprios.

Ainda assim, sem a possibilidade de identificação de corredores transpressivos na área estudada pensa-se que este contraste de deformação entre sectores tenha origem no diferente comportamento reológico entre meios mais xistentos e mais grauvacóides. Com o intuito de procurar compreender essa mesma relação, foi calculada a proporção de xisto argiloso vs grauvaque num afloramento representativo das zonas mais deformadas acima demonstradas, como o corte 1.8GF (Figura V.4), obtendo-se uma percentagem de 56% de xisto argiloso e 44% de grauvaque, enquanto que no corte estrutural 3GF existe uma proporção de 92% de grauvaque para 8% de xisto argiloso, revelando uma maior competência por parte dos meios mais grauvacóides.

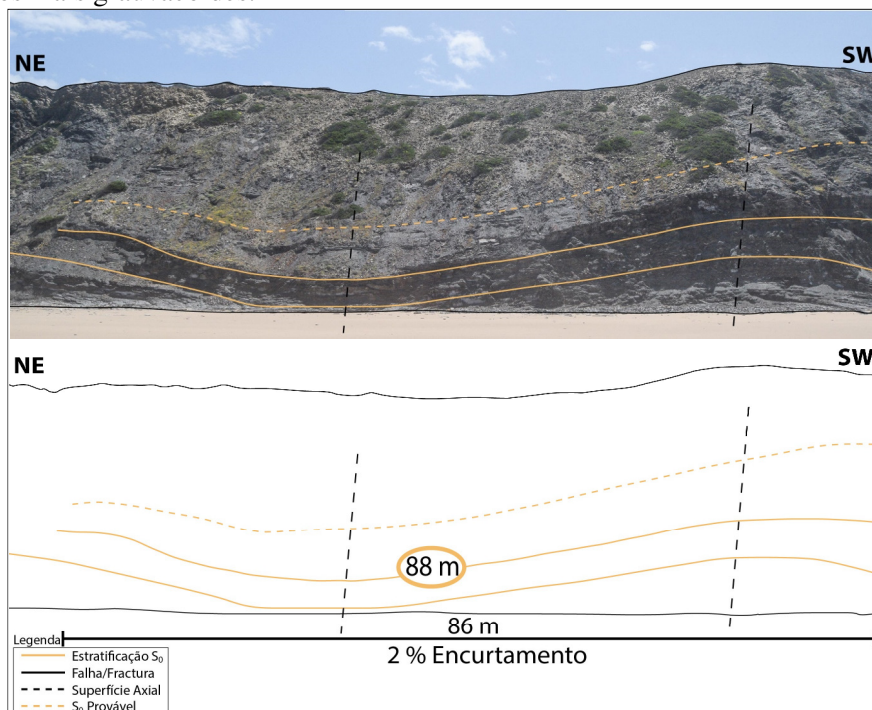


Figura V.8 -Representação do corte estrutural 3GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.

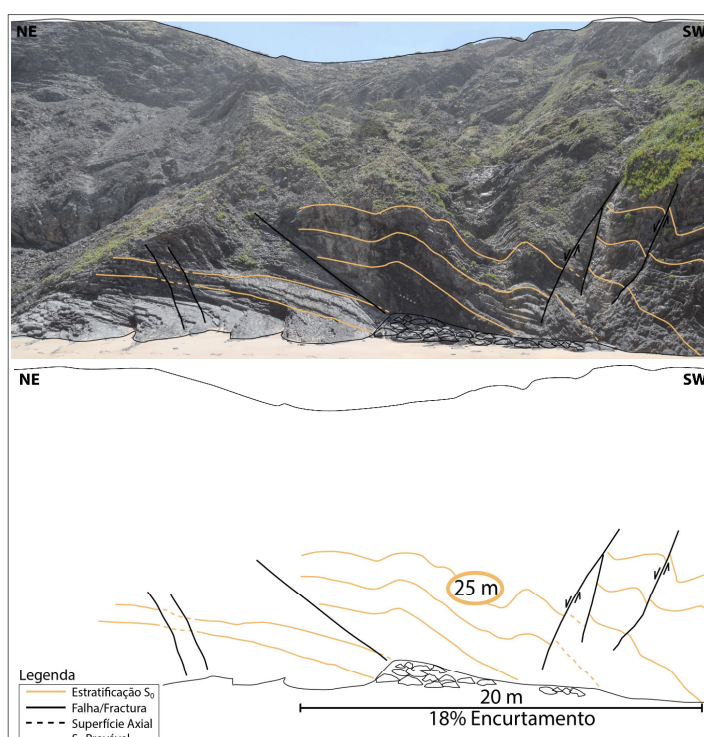


Figura V.9 -Representação do corte estrutural 3.2GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.

Na Figura V.9 observa-se uma rampa de cavalgamento de direcção NW-SE e inclinação para SSW com falhas normais associadas. A separação vertical e cinemática deste cavalgamento não são conhecidas pois não foram encontrados indicadores de movimento associados, podendo, no entanto, ser interpretado com um retro-cavalgamento para NE. No cálculo do encurtamento teve-se somente em consideração o bloco a tecto deste acidente devido a não ser reconhecida a continuidade das camadas para o bloco a muro.

Por fim, no extremo S da Praia da Fateixa encontra uma bancada espessa cortada por corredores de dobramento em *kink band* vergentes para SW de fase de deformação D_1 , com um encurtamento 15% (Figura V.10).

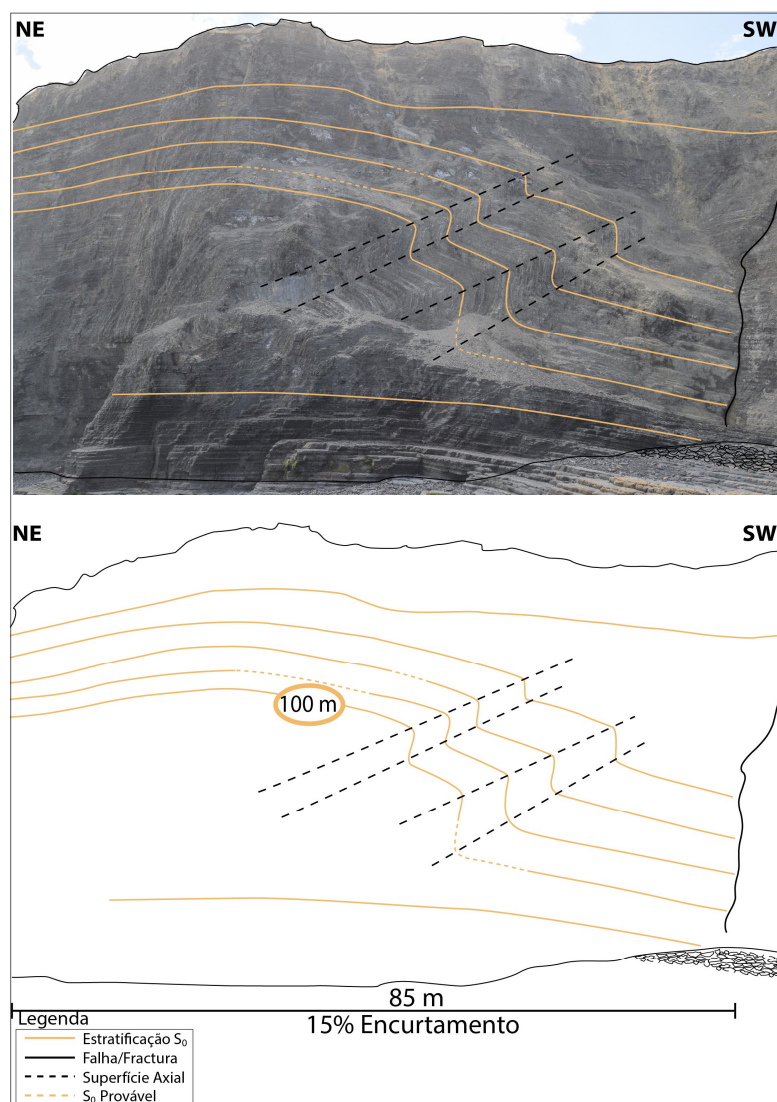


Figura V.10 -Representação do corte estrutural 4GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.

A Praia da Fateixa constitui, assim, um sector com elevada heterogeneidade em termos de estilos e intensidade de deformação, apresentando algumas particularidades que podem ter tido origem em diversos mecanismos, discutidos mais adiante.

A partir de todos os encurtamentos calculados com base nas camadas representativas de cada corte estimou-se uma redução de comprimento total de 30% para a Praia da Fateixa (Tabela V.1).

Tabela V.1 -Encurtamentos de cada corte efectuado na Praia da Fateixa e o cálculo do encurtamento total da área com base nas camadas mais extensas.

Corte (N para S)	Encurtamentos			Praia da Fateixa
	Comprimento inicial (m)	Comprimento pós-deformação (m)	%	
Corte 1 GF	86,98	55,61	36%	
	85,26	53,28	38%	
Mais Deformado	61,23	30,73	50%	
Corte 1.3 GF	25,37	10,14	60%	
	15,22	5,05	67%	
Corte 1.7 GF	28,46	13,03	46%	
Corte 1.8 GF	15,53	8,36	54%	
Corte 2GF	52,06	30,46	41%	
Corte 2.2 GF	56,17	31,45	44%	
Corte 2.4 GF	24,56	12,61	49%	
	13,2	5,58	58%	
Corte 3 GF	88,23	86,72	2%	
Corte 3.2 GF	24,76	20,33	18%	
	17,66	15,15	14%	
Corte 4 GF	100,31	84,91	15%	
	98,05	85,48	13%	
Total(camadas mais extensas)	502,43	353,62	30%	

Encurtamentos Ordenados %
60%
54%
49%
46%
44%
41%
36%
18%
15%
2%
Média 37%

V.1.2 Praia da Pipa

A Praia da Pipa localiza-se no centro do Sector S da Praia de Monte Clérigo e apresenta uma extensão perto dos 600 m. Nesta praia foram escolhidos 6 cortes estruturais representativos para efectuar o estudo das estruturas geológicas, fases de deformação e encurtamentos. Como os afloramentos desta secção apresentam-se com alguma cobertura quaternária e um pouco alterados devido à intrusão de um filão básico (Oliveira *et al.*, 1992), que se encontra frequentemente no topo da arriba, apenas foi possível observar afloramentos de boa exposição no centro e extremo S da mesma.



Figura V.11 -Localização aproximada dos cortes efectuados na Praia da Pipa com a identificação de alguns dobramentos existentes na área.

Quanto às atitudes dos eixos de charneira, determinou-se uma maior predominância do sentido de inclinação para SE com uma variação entre 30° e 4° de inclinação. As atitudes das superfícies axiais apresentam maior dispersão, onde se observou dobramentos com inclinações para 22°SW ou 33°NE com uma média de direcções para 135° (Figura V.12).

Os dobramentos neste sector encontram-se sistematicamente associados a falhas maiores de componente inversa e pequenas falhas normais, que provavelmente são resultantes de um episódio de relaxamento seguido das fases compressivas.

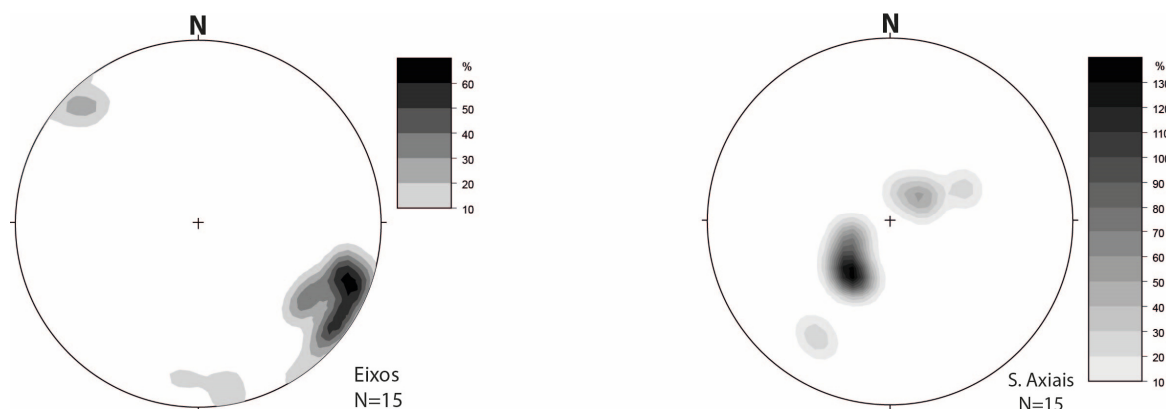


Figura V.12 -Esterogramas de densidade de pontos referentes aos eixos e pólos das superfícies axiais dos dobramentos na Praia da Pipa (rede de Schmidt, hemisfério inferior).

O corte 5GF (Figura V.13 A) é composto por um complexo de cavalgamentos sub-horizontais para SW de fase D₁, que pode ser interpretado com uma estrutura em *duplex* resultante do desenvolvimento sequencial de blocos de falha sucessivos sob um plano de falha maior (Figura V.13 B). As falhas individuais podem ter terminações em direcção a uma falha a topo, estando a zona imbricada contida entre duas falhas, uma a topo e outra na base. Num leque imbricado de cavalgamentos, a movimentação de cada falha individualmente pode ser pequena, mas a estrutura agregada pode resultar num deslocamento elevado (Ramsey & Huber, 1987). As estruturas em *duplex* desenvolvem-se a diversas escalas, desde a serem observadas em leitos pelíticos como à escala regional, estando relacionadas com um regime de deformação tangencial, igualmente ao é que característico da ZSP. Como não foi observada uma estrutura de descolamento basal à escala deste afloramento e estrias associadas ao movimento das falhas, encontra-se ainda em debate a questão de estes cavalgamentos comporem de facto uma estrutura em *duplex*. Associada a esta estrutura desenvolveram-se dobras apertadas menores sub-horizontais, que evidenciam alguma intensidade de deformação, sendo estas as únicas estruturas onde foi possível calcular uma percentagem de encurtamento devido à separação vertical dos cavalgamentos não ser determinável. Assim, obteve-se um valor de encurtamento algo elevado (na ordem dos 73%) por ter sido medido numa área muito localizada.

Já no extremo S da Praia da Pipa, numa secção que abrange os cortes 6GF, 6.2GF e 6.4GF (Figuras V.14, V.15, e V.16, respectivamente), verifica-se uma série de estruturas dobradas cortadas por um sistema de falhas, umas cavalgantes próximas da horizontal e outras normais com inclinações elevadas. Os dobramentos apresentam uma direcção média de superfície axial de 130° e inclinações variáveis, que podem ser desde sub-horizontais a sub-verticais e com vergência tanto para SW como para NE, o que demonstra a elevada intensidade de deformação desta secção. As dobras sub-horizontais encontram-se frequentemente com os seus planos axiais falhados mostrando que foi excedido o ponto de ruptura, onde os flancos inversos cavalgam os flancos normais. A deformação é maioritariamente de fase D₁, com alguns encurtamentos tardios originados durante uma possível fase D₂ resultando em dobras de simetria ortorrômbica com direcção NW-SE e planos axiais sub-verticais. Posteriormente terá ocorrido a

reactivação de algumas falhas que passaram a apresentar uma movimentação normal, exibindo por vezes a rotação de blocos que colocam alguns dobramentos com uma vergência para NE (Figura V.16).

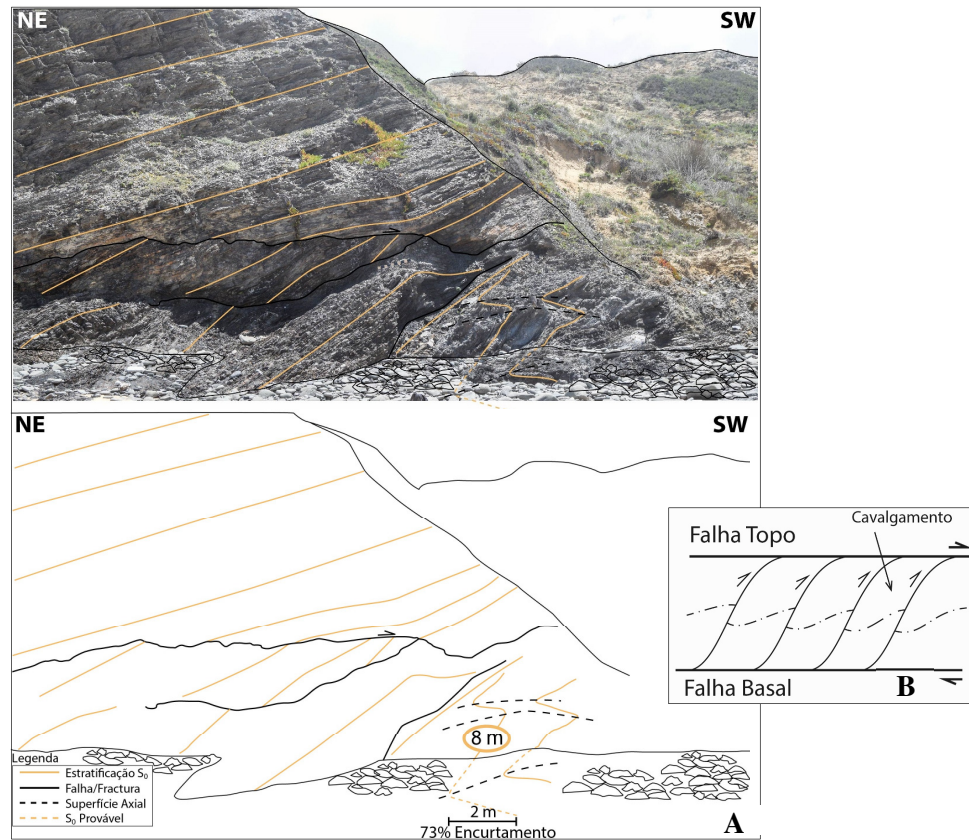


Figura V.13 -Representação do corte estrutural 5GF com o respectivo valor de encurtamento estimado (A) e esquema elucidativo da possível estrutura em duplex observada neste afloramento (B) (Ramsey & Huber, 1987).

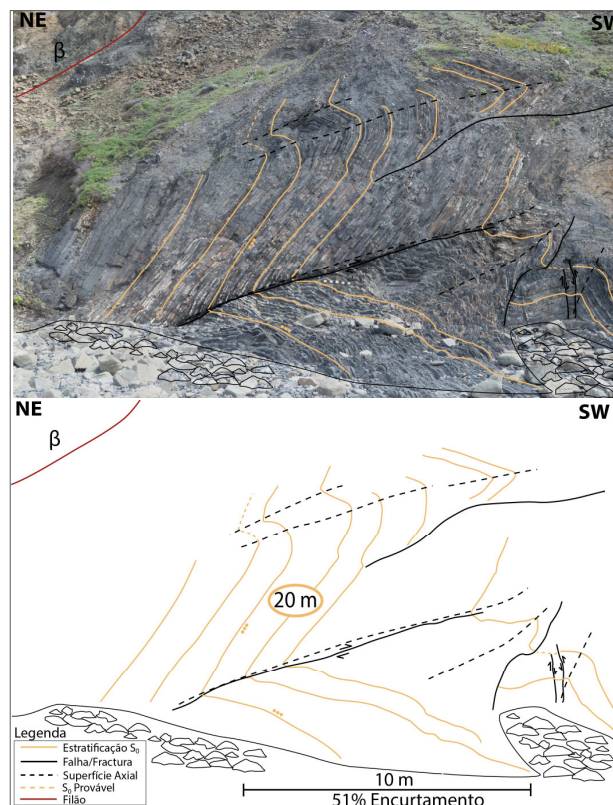


Figura V.14 - Representação do corte estrutural 6GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.

No topo da arriba denota-se ainda o encaixe de um filão de direcção NE-SW (Oliveira *et al.*, 1984) (Figura V.16) provavelmente associado a um acidente com a mesma orientação, ainda assim, com os dados existentes não é possível proceder à confirmação desta situação.

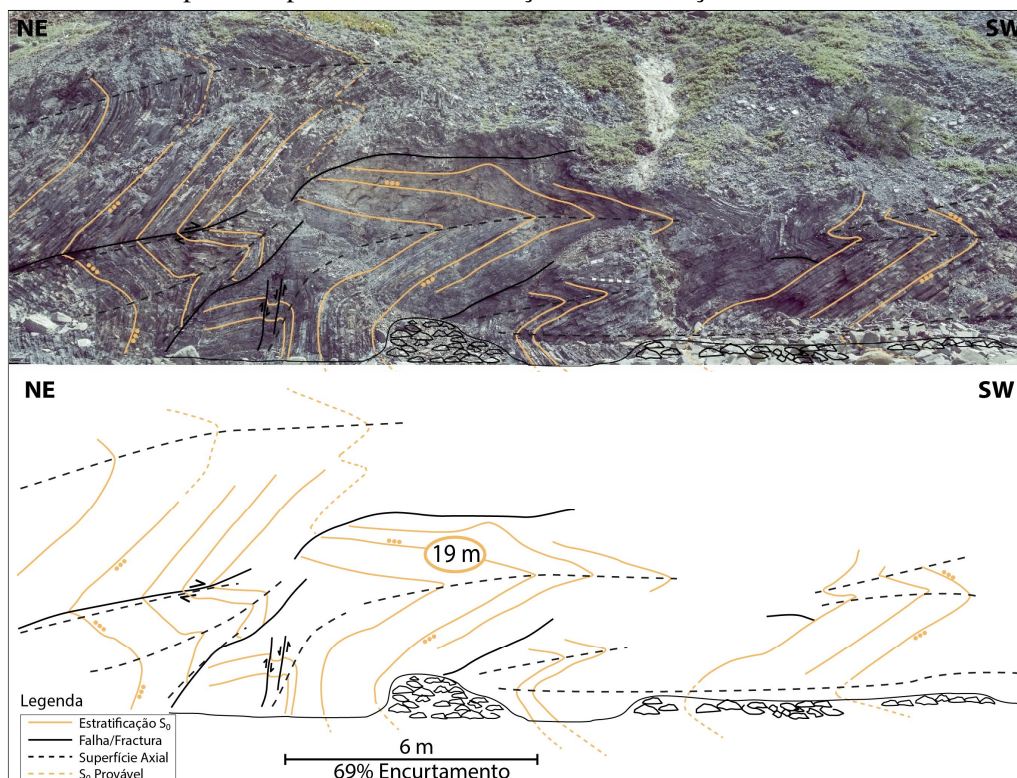


Figura V.15 - Representação do corte estrutural 6.2GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.

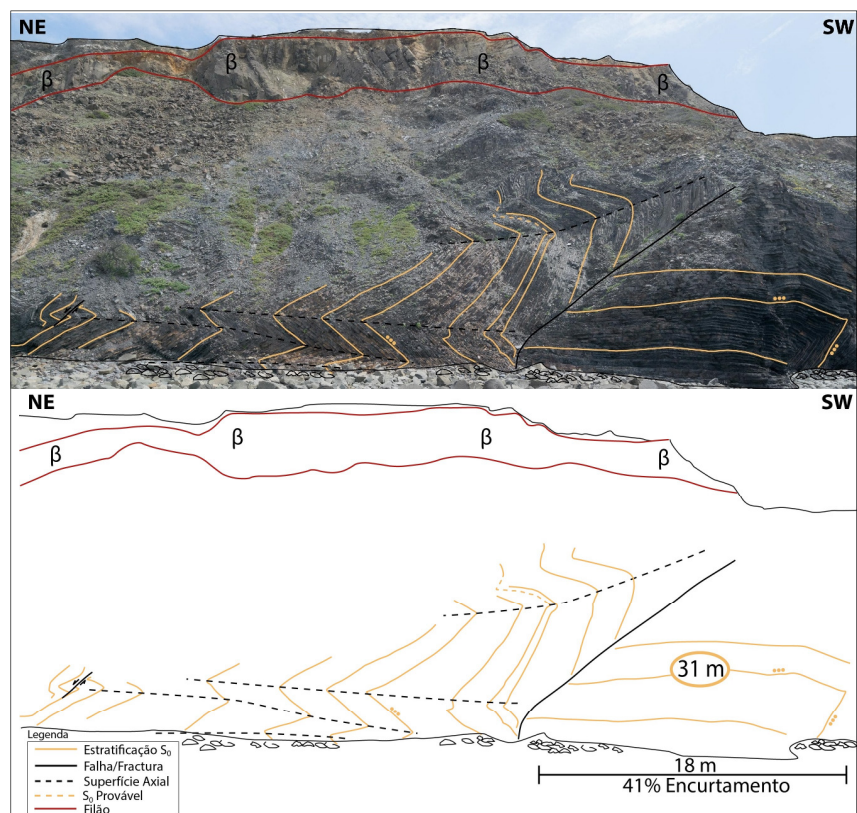


Figura V.16 - Representação do corte estrutural 6.4GF, com o respectivo valor de encurtamento estimado. β – Corpo filoniano.

O encurtamento conjunto da secção correspondente aos três cortes (Figuras V.14, V.15, e V.16) encontra-se na ordem dos 51%

Em semelhança aos cortes anteriormente descritos, as estruturas observadas nos cortes 7GF (Figura V.17) e 7.2GF (Figura V.18), este último correspondente ao flanco normal do sinforma do corte 7GF, encontram-se igualmente intersectadas por vários acidentes NW-SE. Estes são maioritariamente de movimentação normal, resultado de um relaxamento de tensões posterior às fases compressivas. Denota-se que os dobramentos de atitude de superfície axial média (138° , 24° NE) poderão ter sofrido com os diversos impulsos compressivos da fase D_1 , ou possivelmente da fase D_2 , porém não foram identificados padrões de interferência que justifiquem esta relação. De uma forma ou de outra, as superfícies axiais apresentam-se dobradas segundo uma direcção NE-SW originando sectores onde a estrutura inclina para SW, ao contrário do pendor geral desta secção (Figura V.17).

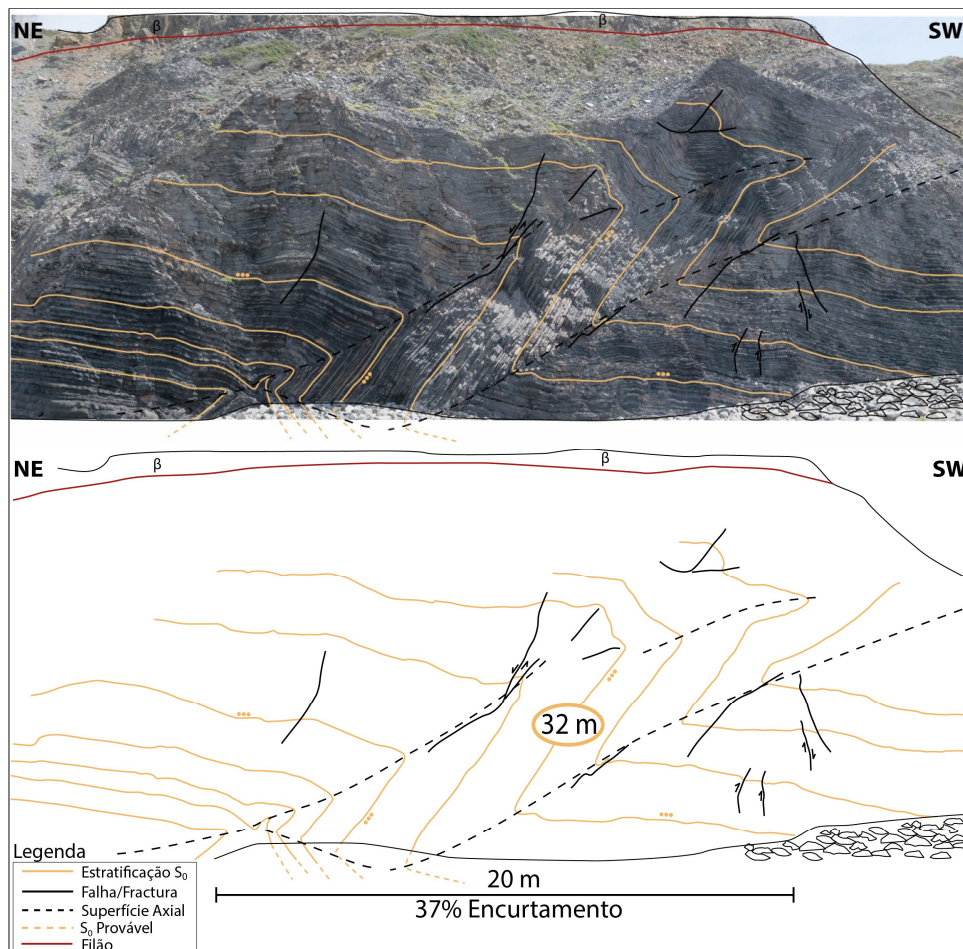


Figura V.17 -Representação do corte estrutural 7GF com o respectivo valor de encurtamento estimado. β – Corpo filoniano.

O flanco normal do sinforma anterior é intersectado por corredores de dobramentos em *kink band* vergentes para SW de fase de deformação D_1 que foram, posteriormente, cortados por uma falha NW-SE com inclinação para SW e movimentação normal (Figura V.18). O facto de se observar um arrepiamento das camadas no bloco a tecto sugere que esta falha outrora terá apresentado uma cinemática de falha inversa pertencente ao um sistema localizado de retro-cavalgamentos para NE.

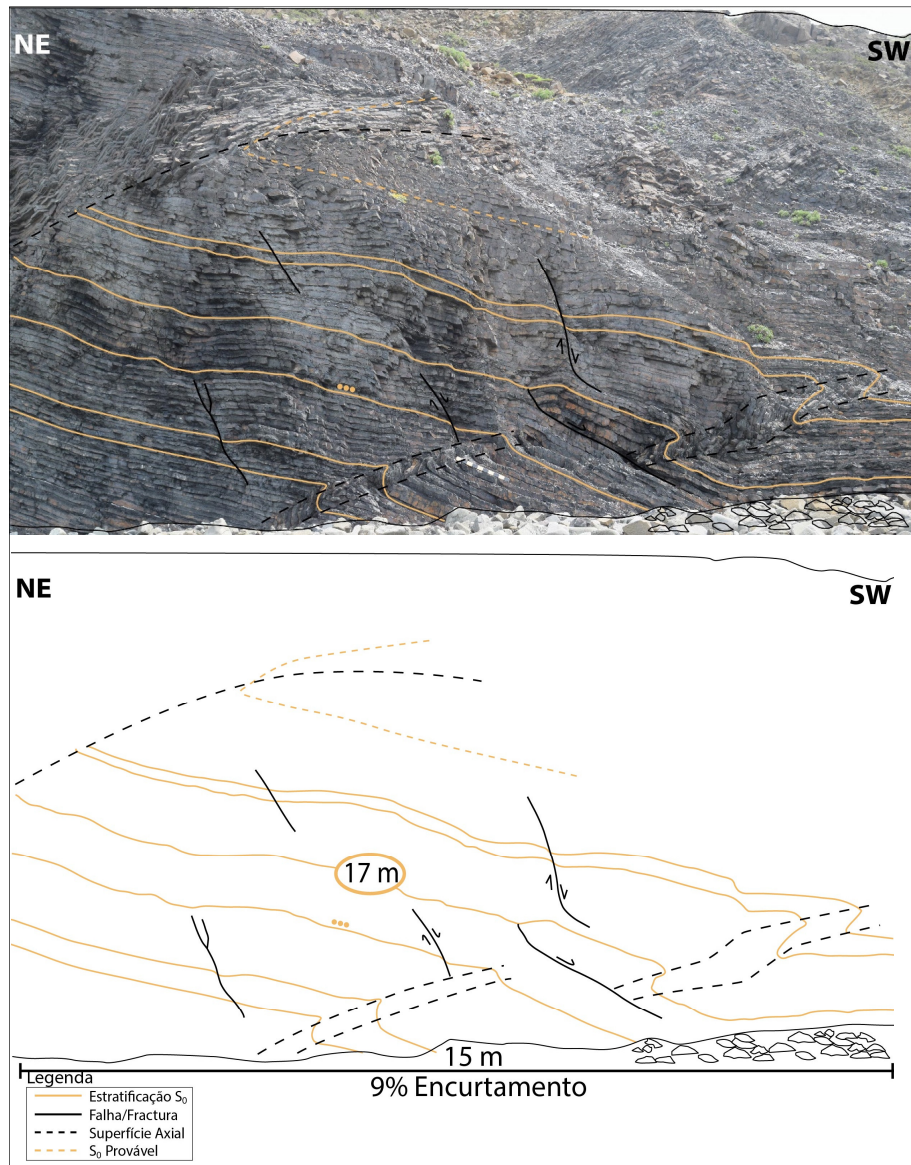


Figura V.18 -Representação do corte estrutural 7.2GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.

Depois de calculado o valor total do encurtamento correspondente ao sector da Praia da Pipa (Tabela V.2), que é mais elevado comparativamente à Praia da Fateixa, conclui-se que devido a maior parte dos afloramentos se encontrar em más condições, esta percentagem de 43% não deve traduzir completamente a deformação aqui evidenciada pois os afloramentos observáveis encontram-se localmente muito deformados resultando em valores elevados.

Tabela V.2 - Encurtamentos de cada corte efectuado na Praia da Pipa e o cálculo do encurtamento total da área com base nas camadas mais extensas.

Corte (N para S)	Encurtamentos			
	Comprimento inicial (m)	Comprimento pós-deformação (m)	%	
Corte 5 GF	7,56	2,05	73%	Praia da Pipa
	7,17	2,33	68%	
Corte 6 GF	19,72	9,63	51%	
	14,85	6,75	55%	
Corte 6.2 GF	7,52	2,68	64%	
	19,27	5,95	69%	
	10,84	4,45	59%	
Corte 6.4	30,57	18,16	41%	
	14,14	6,19	56%	
Corte 7 GF	31,86	20,03	37%	
	21,87	9,87	55%	
Mais Deform.	22,39	10,72	52%	
Corte 7.2 GF	16,63	14,45	13%	
	17,16	15,63	9%	
Total(camadas mais extensas)	126,14	71,45	43%	

Encurtamentos Ordenados %
73%
69%
51%
41%
37%
9%
Média 47%

V.1.3 Praia do Medo da Fonte Santa

A última praia pertencente ao S da Praia de Monte Clérigo apresenta intensidades de deformação diferentes ao longo do seu troço de aproximadamente 800 m, igualmente ao que sucede na Praia da Fateixa. É possível individualizar sectores com dobramentos apertados, seguidos de outros muito monótonos e pouco deformados. Assim, como sector mais deformado tem-se o limite N da praia, onde foram efectuados 6 cortes estruturais adjacentes, sendo o último corte efectuado a S, representativo de um monoclinal extenso (Figura V.19).



Figura V.19 - Localização aproximada dos cortes efectuados na Praia do Medo da Fonte Santa com a identificação de alguns dobramentos existentes na área.

Na Praia do Medo da Fonte Santa existe uma igual proporção de eixos de charneira mergulhantes tanto para o quadrante NW ou SE, com uma média de 10° de inclinação, mostrando-se muito próximos da horizontalidade. Como foi referido para esta mesma característica observada na Praia da Fateixa, isto pode ser devido a um achatamento heterógeno provocado pela distribuição diferencial das forças cavalgantes e de desligamento regionais. Os dobramentos apresentam-se sistematicamente vergentes para SW com uma atitude geral das superfícies axiais ($115^\circ, 30^\circ\text{NE}$), característicos da primeira fase de deformação varisca (D_1) (Figura V.20)

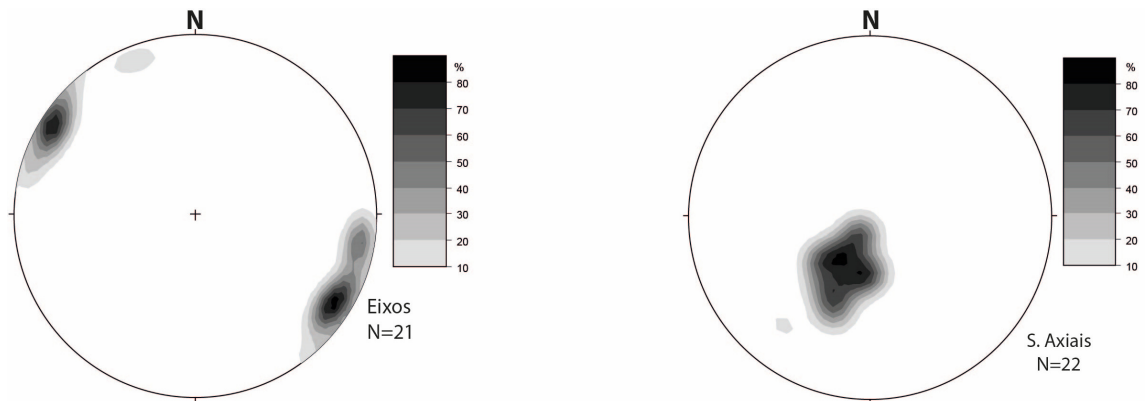


Figura V.20 -Esterneogramas de densidade de pontos referentes aos eixos e pólos das superfícies axiais dos dobramentos na Praia do Medo da Fonte Santa (rede de Schmidt, hemisfério inferior).

O primeiro corte efectuado nesta zona (Figura V.21) representa claramente a variação do mergulho dos eixos observada com frequência, sendo que estes apresentam sentidos de inclinação de 310° a 115° .

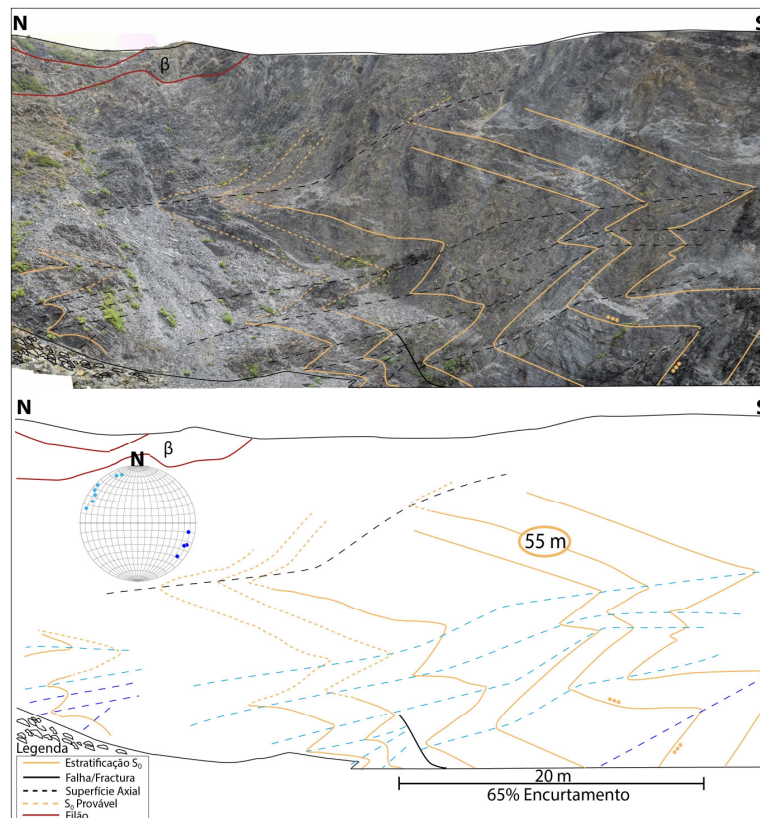


Figura V.21 -Representação do corte estrutural 8GF com o respectivo valor de encurtamento estimado e esterneograma referente à atitude dos eixos de charneira. β – Corpo filoniano.

Apesar de esta praia apresentar diferentes graus de deformação em toda a sua extensão, a secção interpretada como mais deformada é bastante homogénea entre si, com um pacote de dobramentos em *chevron* NW-SE de simetria monoclinica e vergentes para SW, resultantes da fase de deformação D₁. Assim, devido a existir uma continuidade bem estruturada desde o corte 8GF (Figura V.21) até ao corte 9.5GF (Figura V.26), a secções englobadas neste intervalo serão interpretados como um todo, onde se estimou um encurtamento de 53%. Quanto a acidentes frágeis, identificaram-se falhas vergentes para S que estão normalmente associadas ao estiramento das superfícies axiais ou flancos curtos (Figura V.22), existindo algumas excepções, de atitude perpendicular às superfícies axiais e de cinemática desconhecida (Figura V.21).

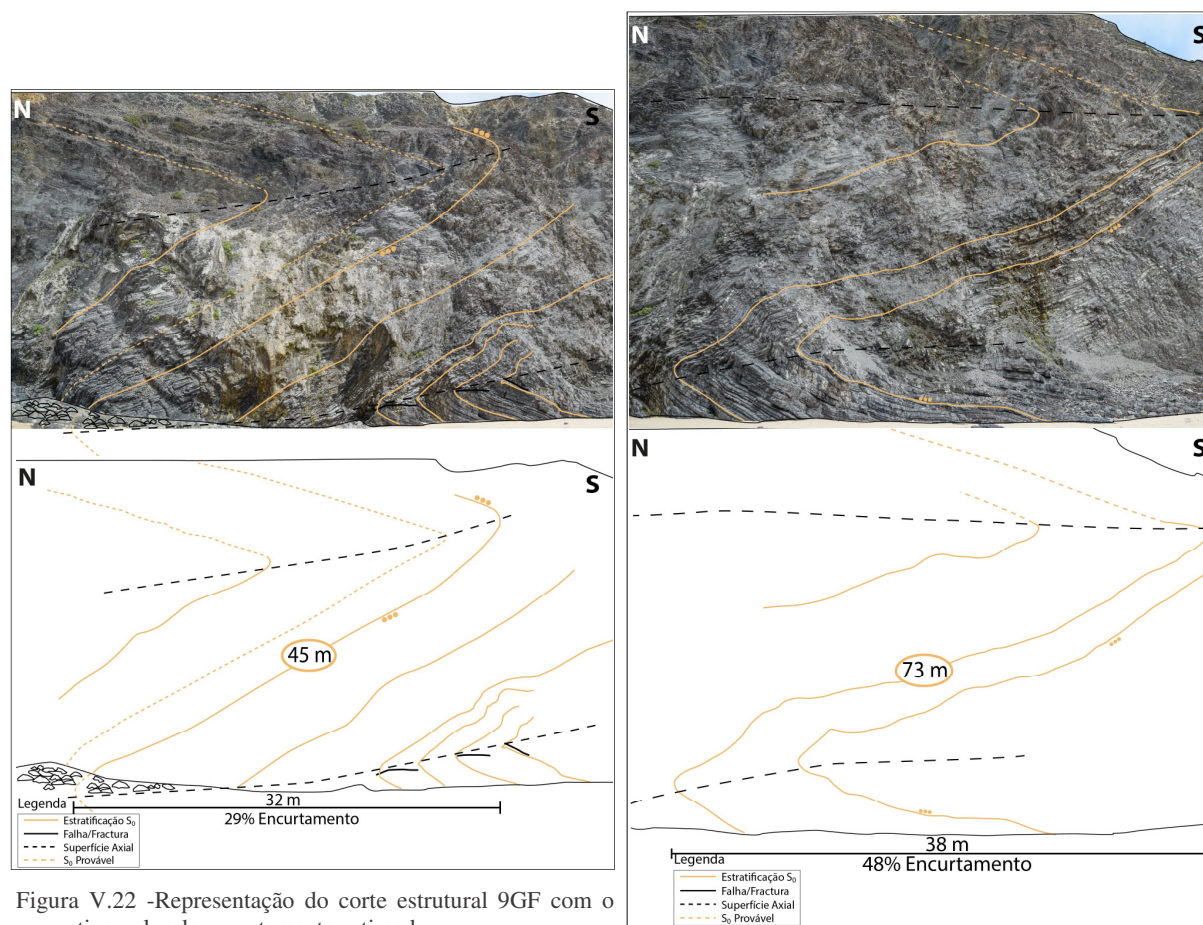


Figura V.22 -Representação do corte estrutural 9GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.

Figura V.23 -Representação do corte estrutural 9.1GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.

Em geral, este sector (Figura V.21 a V.26) encontra-se muito menos fracturado que a Praia da Pipa a N, provavelmente devido a ser composto por uma maior percentagem de xisto argiloso comparativamente a grauvaque, que tende a fracturar mais facilmente. Assim sendo, a individualização de sectores mais e menos deformados, característica desta praia, também poderá estar relacionada com diferentes proporções de xisto argiloso vs. grauvaque, hipótese esta já explicada para a praia da Fateixa.

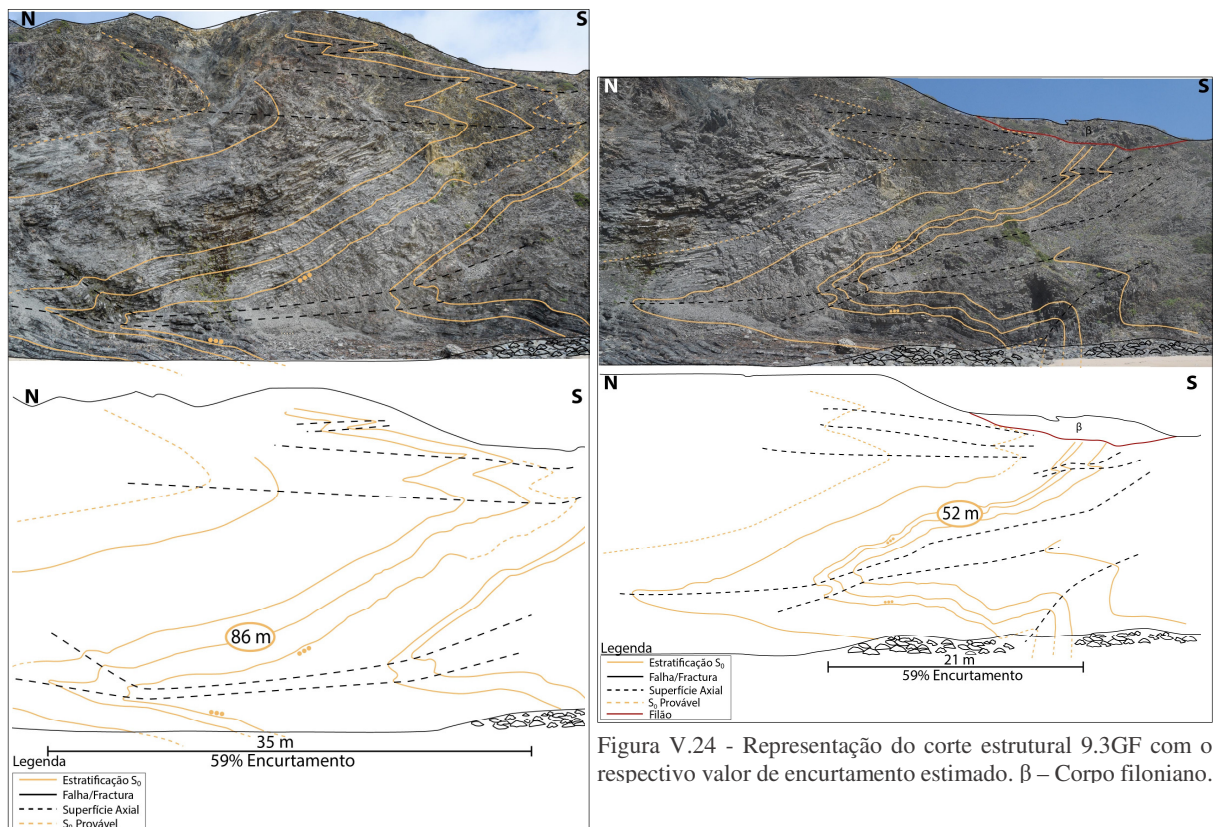


Figura V.24 - Representação do corte estrutural 9.3GF com o respectivo valor de encurtamento estimado. β – Corpo filoniano.

Figura V.25 - Representação do corte estrutural 9.2GF com o respectivo valor de encurtamento estimado.

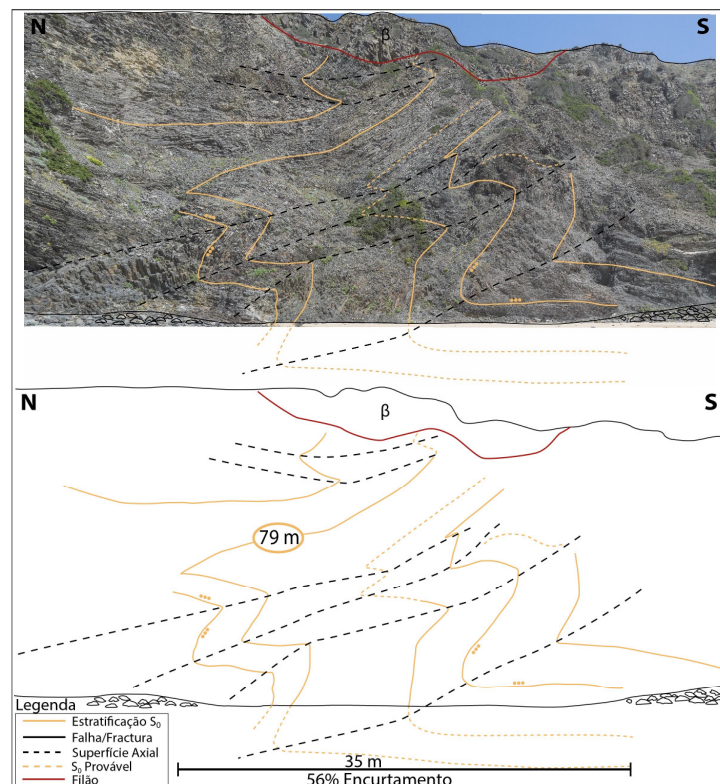


Figura V.26 -Representação do corte estrutural 9.5GF com o respectivo valor de encurtamento estimado. β – Corpo filoniano.

O corte 9.6GF (Figura V.27) corresponde a um monoclinal extenso que tende a inclinar para SE mais a S, indicando que se poderá tratar do flanco normal de um dobramento maior. Este afloramento apresenta uma intensidade de deformação muito menor (com uma percentagem de encurtamento de 3%) relativamente aos anteriores. Desta forma, para estudar a hipótese da percentagem de xisto argiloso vs. grauvaque originar uma diferença de graus de deformação em sectores adjacentes, determinou-se que existe uma percentagem de 77% de grauvaque e 23% de xisto argiloso no corte 9.6GF (Figura V.27) e no corte 9.3GF (Figura V.24, pertencente à zona mais deformada) esta proporção já é de 48% de grauvaque para 52% de xisto argiloso. Devido a existir mais xisto argiloso que grauvaque no sector considerado mais deformado, acima demonstrado, implica uma maior acumulação de deformação pelos meios mais xistentos.

Ainda assim, permanece a questão de esta separação de secções mais e menos deformadas ser causada por uma ligeira partição de deformação. Contudo, não foram encontrados indícios de transpressão nesta zona para além da variação dos mergulhos das dobras, que por si só, não são dados suficientes para confirmar esta teoria.

Esta praia apresenta uma redução de comprimento total de 44%, tendo os primeiros cortes um peso maior sobre este valor (Tabela V.3).

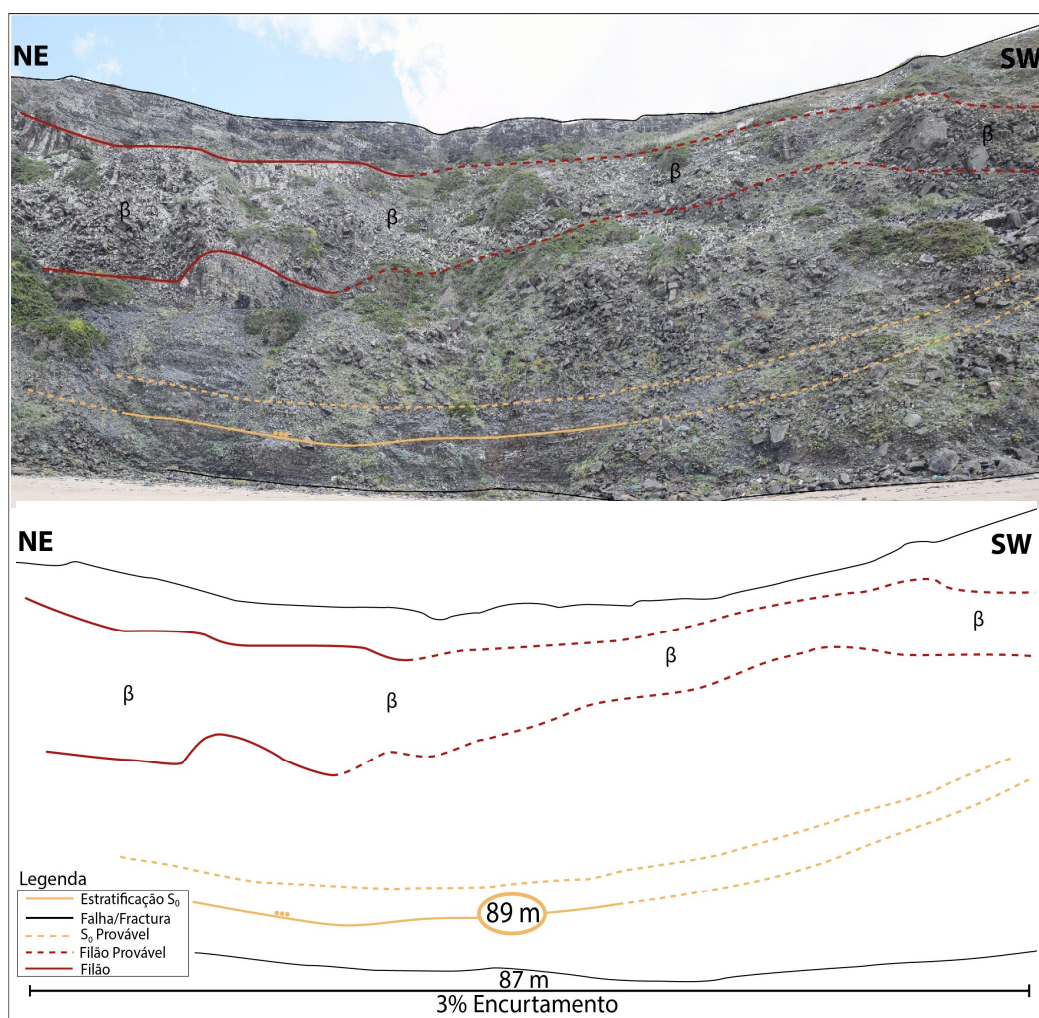


Figura V.27 -Representação do corte estrutural 9.6GF com o respectivo valor de encurtamento estimado. β – Corpo filoniano.

Tabela V.3 - Encurtamentos de cada corte efectuado na Praia do Medo da Fonte Santa e o cálculo do encurtamento total da área com base nas camadas mais extensas.

Corte (N para S)	Encurtamentos				
	Comprimento inicial (m)	Comprimento pós-deformação (m)	%		
Corte 8 GF	55,3	19,45	65%	Praia do Medo da Fonte Santa	Encurtamentos Ordenados %
	37,46	16,77	55%		
Corte 9 GF	44,82	31,66	29%		65%
	11,51	4,59	60%		59%
Corte 9.1 GF	72,87	37,66	48%		59%
Corte 9.2 GF	85,59	34,84	59%		56%
Corte 9.3 GF	51,7	21,08	59%		48%
Corte 9.5 GF	43,1	19,35	55%		29%
	78,9	35,05	56%		3%
Corte 9.6 GF	89,34	86,78	3%		
Total(camadas mais extensas)	478,52	266,52	44%		Média 46%

V.2 Praia de Vale Figueiras

Esta zona encontra-se intensamente fracturada e deformada pelo que, para o cálculo do encurtamento, foram apenas documentadas as zonas que apresentam uma deformação reconhecível e camadas com algum seguimento lateral. Assim, foram efectuados um total de 8 cortes estruturais ao longo de uma extensão de 2000 m (Figura V.28).

Um aspecto particular desta área é o facto de ser composta por duas formações sedimentares, a Fm. Brejeira (Carbónico, GFBA) e a Fm. Tercenas (Devónico, Sector Sudoeste, Anticlinal da Bordeira), esta última, constituinte do extremo SW do sector. Apesar de este trabalho ter o foco principal sobre a Fm. Brejeira, foram também estudados dois afloramentos onde a Fm. Tercenas é presente com o intuito de se obter um conhecimento mais completo sobre a Praia de Vale Figueiras.



Figura V.28 -Localização aproximada dos cortes efectuados na Praia de Vale Figueiras com a identificação de alguns dobramentos e falhas existentes na área. Foi inscrito também o limite geológico entre as Fms. Brejeira e Tercenas de acordo com Ribeiro *et al.* (1987).

A partir da análise dos estereogramas de densidade relativos às atitudes dos eixos de charneira e pólos das superfícies axiais, determinou-se que existe uma grande dispersão de pontos. Isto deve-se ao facto de estarem representadas duas fases de deformação com características muito diferentes, a fase D_1 e possivelmente, uma fase D_3 descrita por Ribeiro *et al.* (1987) e equivalente à D_2 de Dias & Basile (2013). As dobras da primeira fase de deformação apresentam charneiras sub-horizontais, mergulhantes para NW, e superfícies axiais de direcção NW-SE vergentes para SW. Enquanto que a fase D_3 apresenta uma grande variabilidade por ser fortemente influenciada pela superfície de estratificação já deformada pela D_1 . No entanto pode ser caracterizada, nesta zona, por dobramentos com eixos que inclinam, em média, 30° para NE, e superfícies axiais com direcções NE-SW com pendor elevado para NW (Figura V.29), observando-se também alguns cavalgamentos para o sector SE, pertencentes a esta fase de deformação.

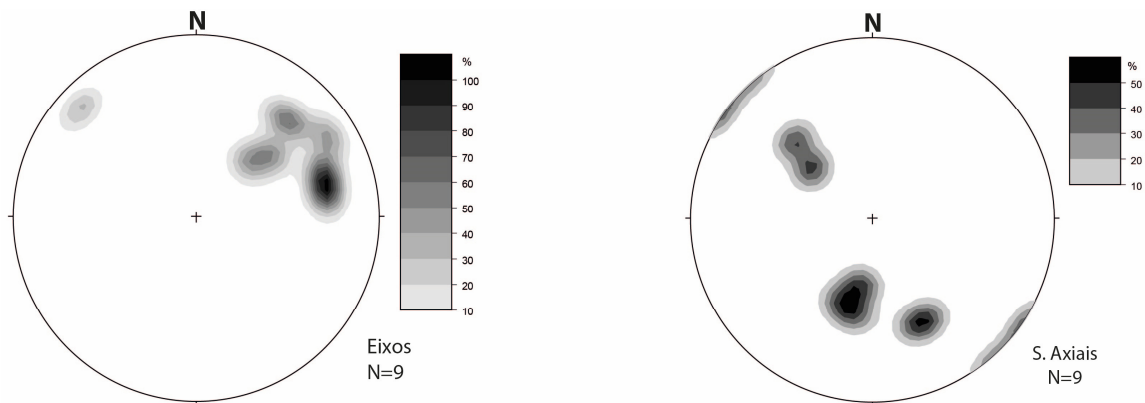


Figura V.29 -Estereogramas de densidade de pontos referentes aos eixos e pólos das superfícies axiais dos dobramentos na Praia de Vale Figueiras (rede de Schmidt, hemisfério inferior).

Apesar de a fase D_3 ser reconhecida por tem um carácter mais frágil, no primeiro corte realizado na Praia de Vale Figueiras (Figura V.30), cortado por uma linha de água, observa-se um antiforma e um sinforma com uma superfície axial e eixo de charneira com atitude (66° , 52° NW) e (29° , 43°) respectivamente, que se pensa serem pertencentes a esta fase. Estas estruturas apresentam uma forma simétrica, onde o encurtamento calculado é de 27%. No entanto, como os dobramentos se formaram sobre um flanco inverso de uma dobra D_1 , este encurtamento será maior tendo em consideração a estrutura de maior escala.

Associado a estes dobramentos de fase D_3 , surge uma clivagem de plano axial que se encontra distribuída ao longo de toda a Fm. Brejeira, que terá sido a direcção principal para a intrusão dos corpos filonianos observados na Figura V.30.

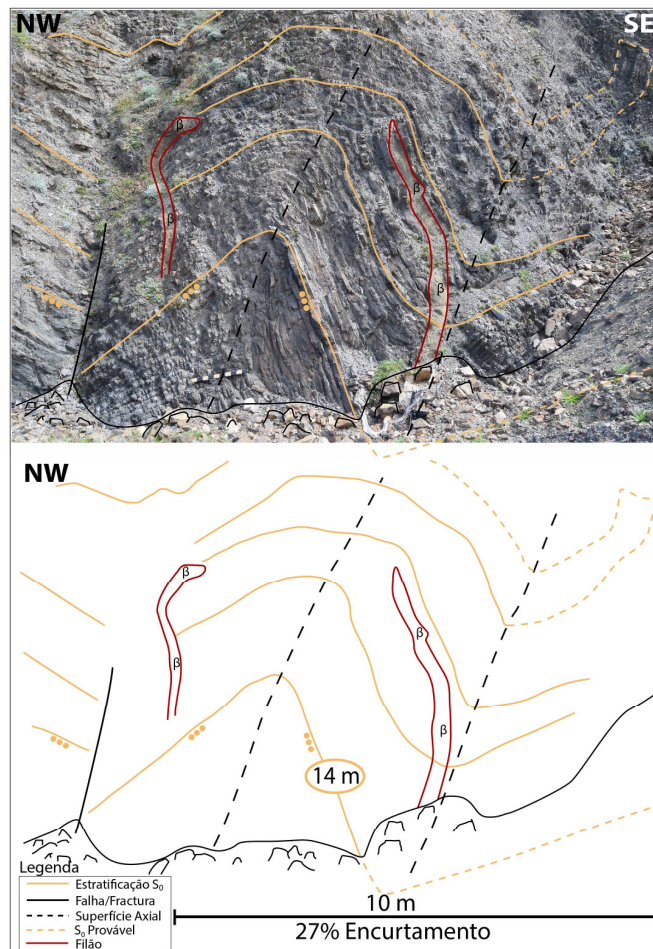


Figura V.30 -Representação do corte estrutural 1VF com o respectivo valor de encurtamento estimado. β – Corpo filoniano.

Mais a S, observa-se um cavalgamento para o sector SE com uma atitude de ($58^{\circ}, 26^{\circ}\text{NW}$) (Bernardo, 2016), resultado de uma fase de deformação mais recente e menos intensa, que corresponderá à D_3 (Figura V.31). Este cavalgamento colocou camadas com uma atitude (E-W, 20°N) sobre camadas com uma direcção de 120° e inclinação de 38° NE. Observa-se no topo do bloco a tecto, dobramentos com direcção aproximada de 100° e inclinação de 30° NE, vergentes para SW, pertencentes à fase D_1 que foram cortados por esta falha. Já as camadas na base desse mesmo bloco apresentam dobramentos menores NE-SW, com uma inclinação próxima da vertical, associados a este cavalgamento e também de fase D_3 .

O encurtamento neste sector, foi calculado apenas nessa pequena secção composta pelos dobramentos de fase D_1 devido a não haver certezas da continuidade das camadas nas restantes secções possíveis, obtendo-se uma percentagem 60% de encurtamento, que não será representativa de todo o corte (Figura V.31). O deslocamento do cavalgamento descrito acima, também não é passível de ser determinado o que irá aumentar a totalidade do encurtamento.

Os próximos dois afloramentos, 3VF (Figura V.32) e 3.1VF (Figura V.33), são adjacentes pelo que existe a continuidade das estruturas para S, sendo o encurtamento conjunto de 38%. Nesta secção observam-se dobramentos de fase D_1 com uma direcção NW-SE, próximos da horizontalidade, associados a uma falha igualmente sub-horizontal contemporânea dos dobramentos, sendo o seu rejeito pouco significativo.

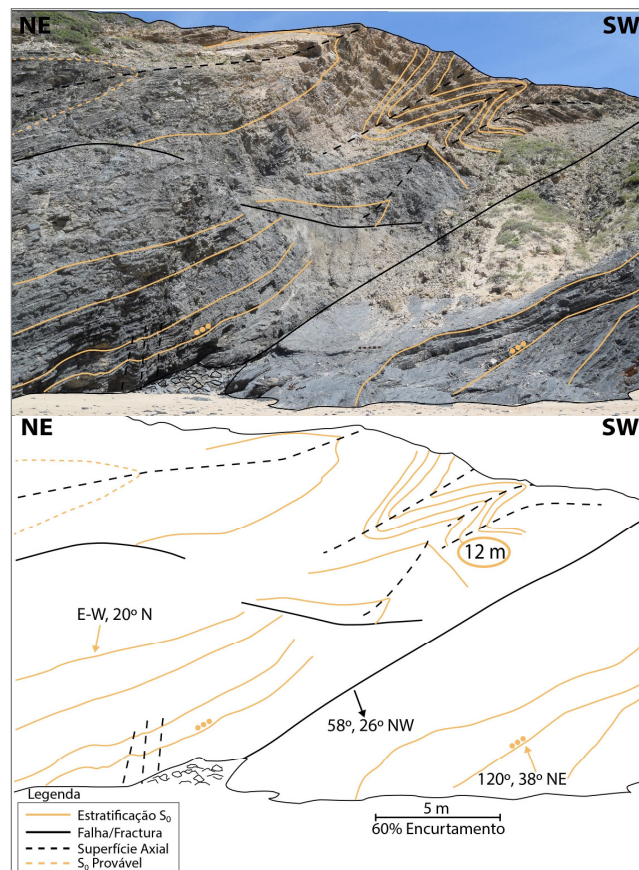


Figura V.31 -Representação do corte estrutural 2VF com o respectivo valor de encurtamento estimado.

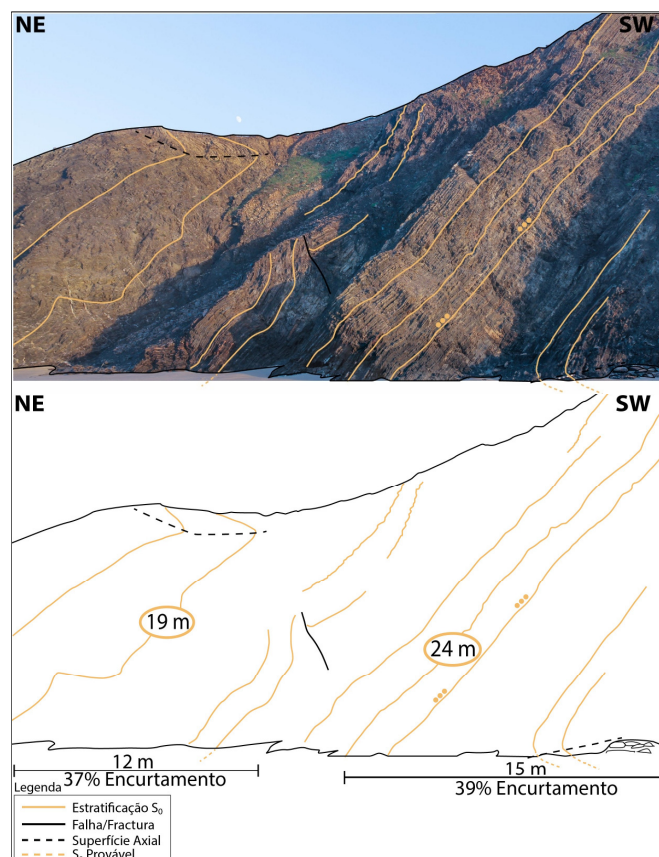


Figura V.32 -Representação do corte estrutural 3VF com o respectivo valor de encurtamento estimado.

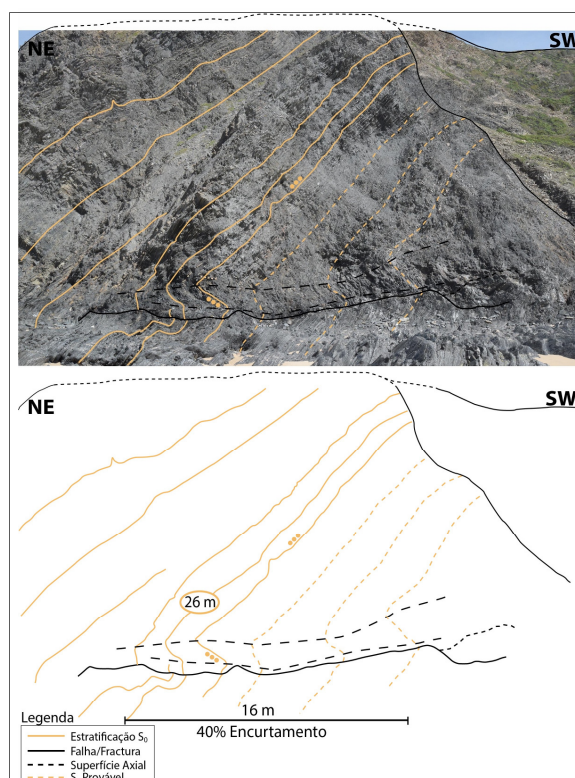


Figura V.33 -Representação do corte estrutural 3.1VF com o respectivo valor de encurtamento estimado.

Nesta zona, é frequente os dobramentos de fase D_3 ocorrerem geralmente com uma menor amplitude que os de fase D_1 . Na Figura V.34 observam-se pequenas dobras, englobadas num sector de intensa deformação, que apresentam direcções que variam entre NE-SW e WNW-ESE com uma inclinação, que é, por vezes, próxima da verticalidade. Os eixos de charneira possuem uma média de inclinação de 40° , mergulhantes para NE, sendo estas estruturas pertencentes à fase de deformação varisca mais recente (D_3). Os dobramentos são de geometria paralela e concêntrica em secção normal à charneira, porém, esta última é menos frequente (Caranova, 2002); não apresentam uma direcção de transporte predominante sendo de forma simétrica e classificados entre abertos e fechados segundo Fleury (1964, in Ramsey & Huber, 1987) por formarem um ângulo entre flancos que varia entre os 50° - 100° .

A partir deste local segue-se um monoclinal extenso, que engloba o corte 5VF (Figura V.35) composto por camadas de atitude (30° , 38° NW) (Bernardo, 2016), onde foi calculado um encurtamento de 25% que se considera ser representativo de todo o monoclinal. Como informação adicional, foram realizados estudos de palinofácies ao longo de 75 m pertencentes a esta secção da Fm. Brejeira (Esteves, 2016). Nesta análise foi determinado que maior parte da matéria orgânica aqui presente é de origem terrestre, logo de querogénio tipo III e potencial gerador de gás. O paleoambiente em que se depositaram estas unidades caracteriza-se como marinho siliciclástico, em contexto de talude continental e afectado por correntes turbidíticas (Esteves, 2016), típico das unidades constituintes da Fm. Brejeira. A adição destes dados ao estudo estrutural da bacia da Fm. Brejeira, permitirá determinar a viabilidade de um hipotético sistema petrolífero de *shalegas*.

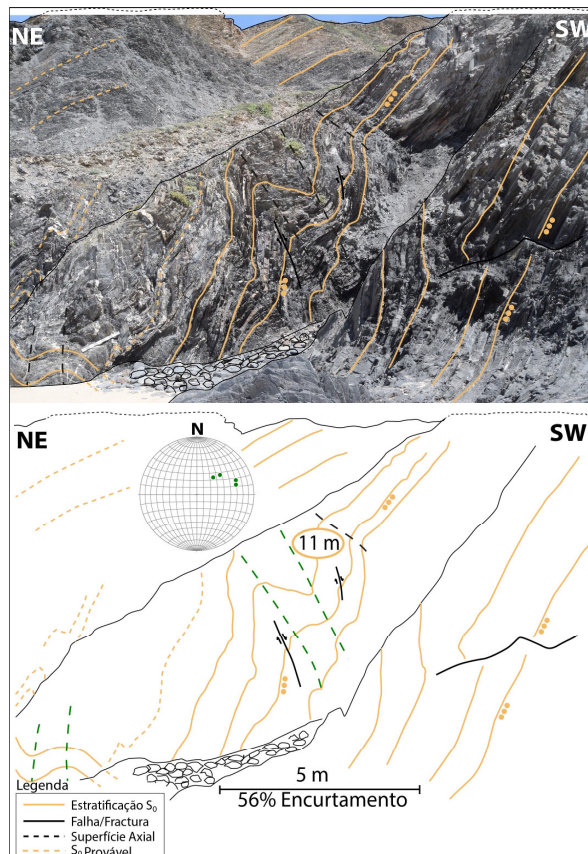


Figura V.34 -Representação do corte estrutural 4GF com o respectivo valor de encurtamento estimado e estereograma referente à atitude dos eixos de charneira.

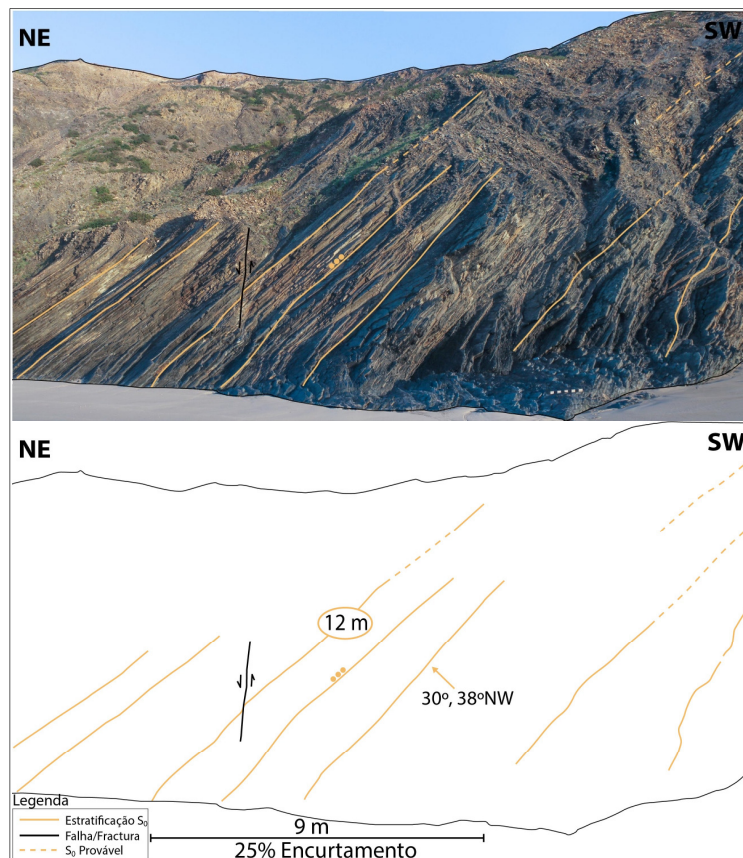


Figura V.35 -Representação do corte estrutural 5VF com o respectivo valor de encurtamento estimado.

Os cortes estruturais 6VF e 7VF (Figuras V.37 e V.38, respectivamente), localizados no extremo SW da Praia de Vale Figueiras, são compostos pela Fm. Tercenas. Esta formação é parte integrante do Anticlinal da Bordeira definido com uma estrutura de interferência do tipo I de Ramsey e Huber (1987), entre dobramentos NW-SE da D_1 e dobras NNE-SSW da D_3 . A interferência aqui gerada faz com que no núcleo desta estrutura aflorem unidades do Devónico incluídas na Fm. Tercenas (Dias & Basile, 2013), observadas no bordo N do Anticlinal da Bordeira e no sector S da Praia de Vale Figueiras.

O contacto entre a Fm. Brejeira e a Fm. Tercenas, na Praia de Vale Figueiras, é feito através de uma falha normal de dimensão quilométrica com uma atitude geral de (40° , 66° NW) (Caranova, 2002), onde se deu o abatimento do bloco a N (Figura V.36). O deslocamento vertical desta falha terá sido acentuado



Figura V.36 - Esquematização do possível plano de falha que colocou em contacto a Fm. Brejeira (Carbónico) com a Fm. Tercenas (Devónico).

pois existe o desaparecimento de algumas formações, como as Fms. Bordaleta, Murração e Quebradas, ocorrendo a sobreposição da formação Carbónica mais recente (Fm. Brejeira) à formação de idade Devónica (Fm. Tercenas). Quanto à origem deste acidente normal, poderá estar relacionada com o início do ciclo Alpino e abertura do Atlântico durante o Jurássico superior, visto que, segundo Ramalho & Ribeiro (1985) este processo terá gerado acidentes frágeis com atitudes semelhantes à evidenciada por esta falha. Ao longo do seu plano de descontinuidade ascende um filão com uma alteração acentuada sendo difícil identificar a sua composição original (Caranova, 2002).

A S do limite acima descrito, localiza-se o corte 6VF (Figura V.37). Neste, encontra-se uma outra falha com movimentação normal de atitude (114° , 16° NE), que apresenta não só estrias como também uma separação vertical, de aproximadamente 5 m, de bancadas quartzíticas, sendo estes os factores utilizados como marcadores cinemáticos. É possível observar também um arrepimento das camadas constituintes do bloco a tecto, sendo resultado do arraste destas segundo o tipo de movimentação estimada. Com a abertura de espaços durante relaxamento da estrutura provocado pela sua movimentação normal, ocorreu um preenchimento de quartzo ao longo do plano de falha principal e das falhas menores associadas; estes preenchimentos não apresentam espessuras superiores a 10 cm (Caranova, 2002; Bernardo, 2016).

Segundo Caranova (2002), este acidente de movimentação normal tem alguma importância quando se aplica o estudo das fases de deformação aqui presentes. Este autor defende que esta falha foi gerada entre as duas principais fases de deformação que afectam esta área (D_1 e D_3), sendo que, os padrões de interferência encontrados para sustentar esta teoria são o facto de esta falha cortar estruturas geradas durante a D_1 , nomeadamente a clivagem, e numa secção perpendicular à arriba, o plano de falha encontrar-se dobrado pela D_3 . Neste afloramento, destaca-se também um filão básico com atitude (30° , 80° NW) (Bernardo, 2016), que ocorre destacado da arriba de praia, provavelmente associado também ao preenchimento de falhas de idade Jurássico superior.

A percentagem de encurtamento calculada sobre o corte 6VF reflecte apenas o grau de inclinação das camadas S_0 visto que o rejeito provocado pela movimentação da falha normal principal terá resultado numa diminuição do encurtamento total. Assim, se for retirado o comprimento da separação vertical, este valor será mais elevado. Embora a percentagem de encurtamento tenha sido determinada para a Fm.

Tercenas, os valores obtidos foram contabilizados quando se efectuou o cálculo do encurtamento total para a área de estudo, com o intuito de se produzir uma análise o mais completa possível.

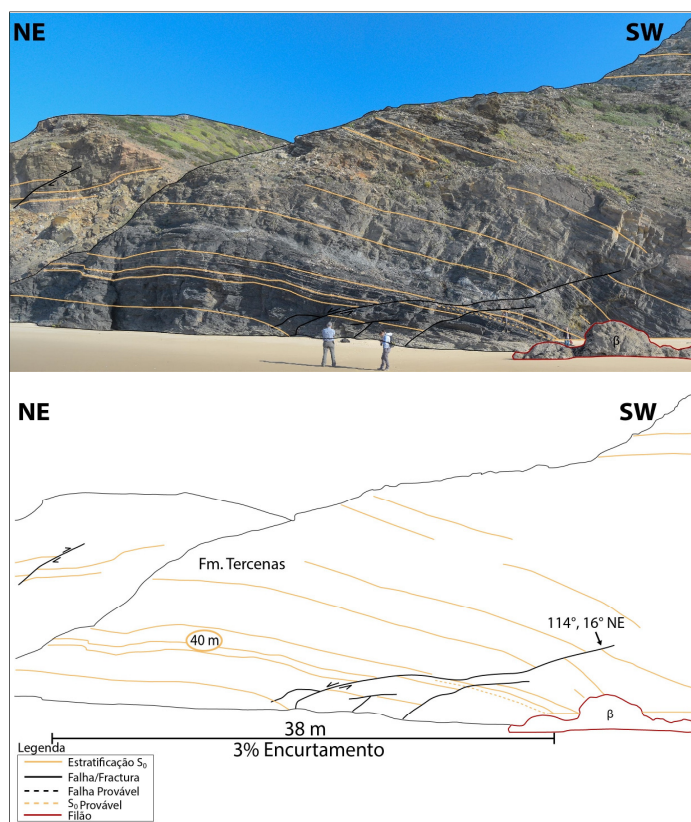


Figura V.37 -Representação do corte estrutural 6VF com o respectivo valor de encurtamento estimado. β – Corpo filoniano.

Como último corte efectuado na Praia de Vale Figueiras, tem-se o corte 7VF (Figura V.38) onde se observam três falhas distintas: F1 com uma atitude próxima de $(10^\circ, 70^\circ W)$ e movimentação normal, com abatimento do bloco W; F2 de direcção 166° e inclinação $70^\circ W$, também com cinemática de falha normal apresentando alguma componente de desligamento direito, onde se destaca uma separação vertical de bancadas quartzíticas de cerca de 1 m; e F3, onde o plano de falha não possui uma identificação clara, existindo alguma variação de atitudes pelo que não foi possível determinar uma direcção e inclinação representativa. No topo do afloramento, esta última falha apresenta componente inversa com desligamento esquerdo e abatimento do bloco E, sendo a sua separação vertical de 1 m, igualmente à F2. As falhas F2 e F3 controlam a movimentação para SE do bloco compreendido entre as mesmas, sendo concordante com o que está descrito para esta zona, onde se considera a existência de diversas falhas e cavalgamentos de maior escala com movimentação para S-SE. Estes factos poderão significar que mais a sul, este bloco esteja limitado por um acidente de componente inversa com as falhas F2 e F3 a desempenhar o papel de rampas laterais para esta movimentação de menor escala (Bernardo, 2016).

Igualmente ao efectuado no corte 6VF (Figura, V.36), o encurtamento obtido no corte 7VF relativamente à Fm.Tercenas foi incluído no cálculo do encurtamento total da área. O facto de existirem falhas com movimentação normal nesta secção também retirou algum peso ao valor total do encurtamento, obtendo-se uma percentagem de 9%.

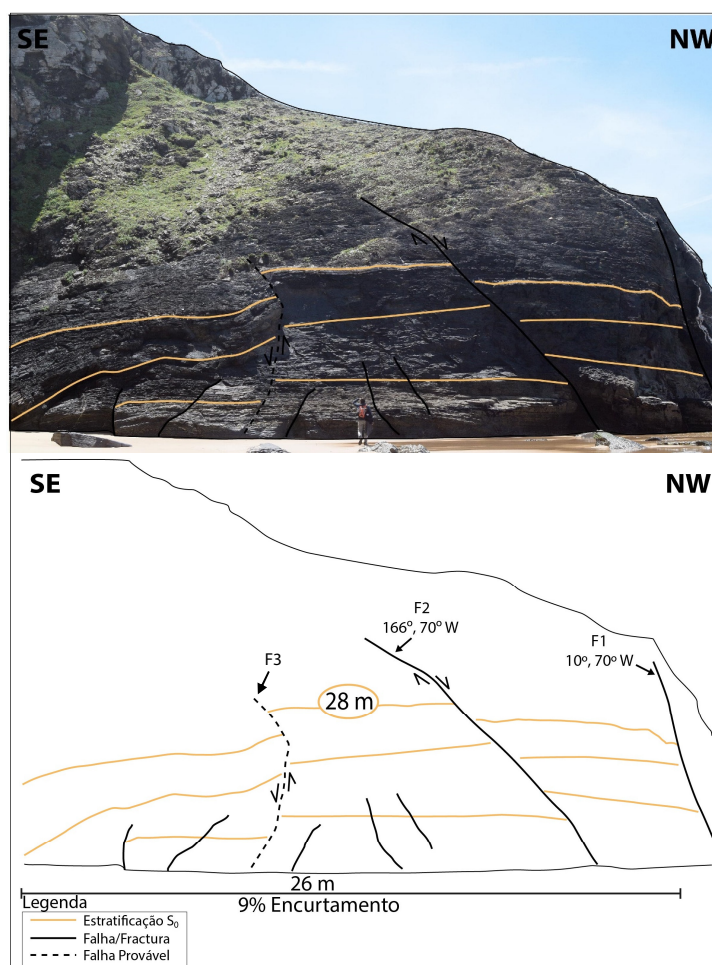


Figura V.38 -Representação do corte estrutural 7VF com o respectivo valor de encurtamento estimado.

A Praia de Vale Figueiras é o sector da área de estudo com maior interferência de fases de deformação, com a possibilidade de identificação de duas fases com características geométricas e cinemáticas muito distintas. Segundo Caranova (2002), a acção da deformação provocada pela D_3 sobre as estruturas previamente formadas pela D_1 gerou relações de *overprint* que possibilitam compreender a história evolutiva da deformação e estruturas relacionadas. Nas duas formações aqui presentes, este autor encontrou evidências destas duas fases de deformação, permitindo a enumeração de várias estruturas resultantes do *overprint* de uma fase de deformação sobre outra: o facto de a clivagem S_1 , preenchida por quartzo, encontrar-se dobrada pela D_3 ; planos de falha dobrados segundo uma compressão máxima (σ_1) NW-SE associada à D_3 ; e na Fm. Brejeira existem alguns leitos grauvacóides boudinados numa secção perpendicular à linha de charneira das dobras D_1 , que se apresentam dobrados e cavalgados resultado da compressão gerada pela D_3 . Ainda foi documentada uma deformação entre fases, mas esta apenas foi observada na Fm. Tercenas (Caranova, 2002).

Em comparação com os restantes trabalhos efectuados por outros autores no SW Português determinou-se que, embora os dobramentos de fase D_3 apresentem uma orientação idêntica à descrita por Caroga *et al.* (2000) para a sua fase D_2 equivalente, os processos geradores destas estruturas não evidenciam a mesma génese. Em Ribeiro (1983), na análise feita a esta fase, as estruturas encontram-se ligeiramente rodadas para NW. Assim, como estas interpretações não apresentam muita coerência não se pode classificar com certeza esta fase como sendo a fase D_3 descrita para os sectores externos da ZSP em Ribeiro *et al.* (1987).

Como encurtamento total para a área da Praia de Vale Figueiras estimou-se um valor de 26% (Tabela V.4). Este valor é relativamente menor quando comparado aos calculados para as restantes áreas de estudo, sendo que será devido ao facto de a deformação ser intensa nesta zona e apenas se observar continuidade das camadas em determinadas secções que não serão as mais deformadas. Assim, considera-se que este cálculo, por si só, não será o mais representativo de toda a deformação observada na Praia de Vale Figueiras, mas em conjunto com os valores estimados para toda a área de estudo terá um significado mais próximo da realidade.

Tabela V.4 - Encurtamentos de cada corte efectuado na Praia de Vale Figueiras e o cálculo do encurtamento total da área com base nas camadas mais extensas.

Corte (N para S)	Encurtamentos				
	Comprimento inicial (m)	Comprimento pós-deformação (m)	%		
Corte 1 VF	9,76	7,15	27%	Praia de Vale Figueiras	Encurtamentos Ordenados %
	14,16	10,29	27%		
Corte 2 VF	12,61	5,01	60%		
Corte 3 VF	23,74	14,6	39%		
	18,48	11,57	37%		
Corte 3.1 VF	26,39	15,88	40%		
	22,57	11,93	47%		
Corte 4 VF	11,05	4,87	56%		
	9,5	4,51	53%		
Corte 5 VF	12,45	9,28	25%		
Corte 6 VF	40,19	38,84	3%		
Corte 7 VF	28,26	25,65	9%		
Total(camadas mais extensas)	168,85	124,42	26%		Média 32%

V.3 Praia da Cordoama

Localizada no extremo S da área de trabalho, a Praia da Cordoama é caracterizada por uma maior homogeneidade de deformação ao longo da sua extensão de 1300 m, onde foram efectuados um total de 8 cortes estruturais (Figura V.39). Os dobramentos apresentam localmente uma charneira mais ampla e

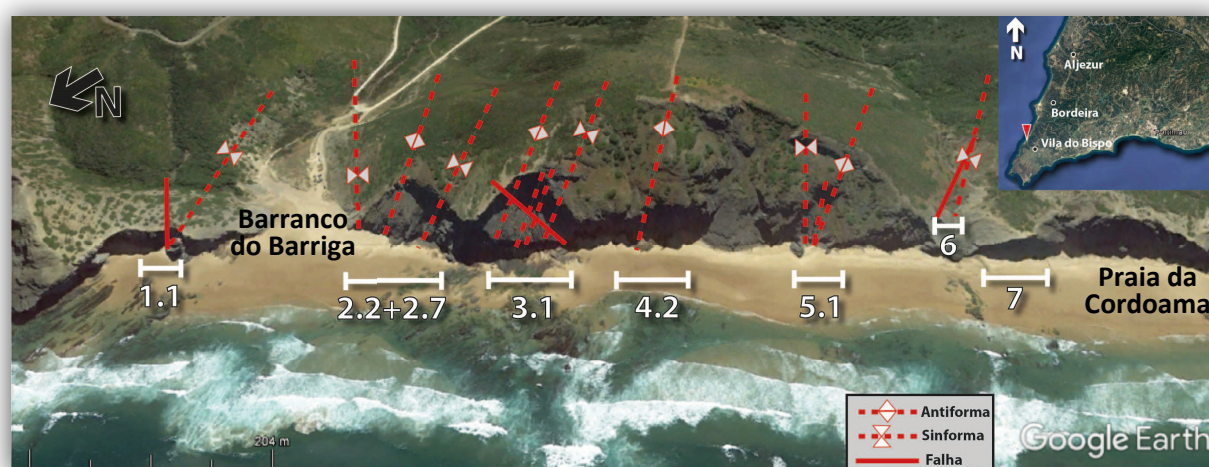


Figura V.39 -Localização aproximada dos cortes efectuados na Praia da Cordoama com a identificação de alguns dobramentos e falhas existentes na área.

flancos mais arredondados em comparação com os sectores anteriores, evidenciando a existência de material mais pelítico relacionado com a progradação para SW existente no GFBA.

A fase de deformação D_1 é predominante, com dobras de direcção e inclinação média de (132° , 20° NE) vergentes para SW e com eixos de pouca inclinação mergulhantes em média para SSE, característicos do Terreno Sul Português (Figura V.40). A clivagem S_1 nesta área é pouco frequente, apresentando-se geralmente associada aos níveis pelíticos menos competentes, zonas de charneira de dobras apertadas ou flancos curtos. A xistosidade S_1 é também presente, por vezes, perto de cavalgamentos que se desenvolvem associados ao processo de dobramento, onde neste caso, tende a demonstrar um paralelismo aos planos de movimento, que se fazem normalmente para SSW (Dias & Basile, 2013).

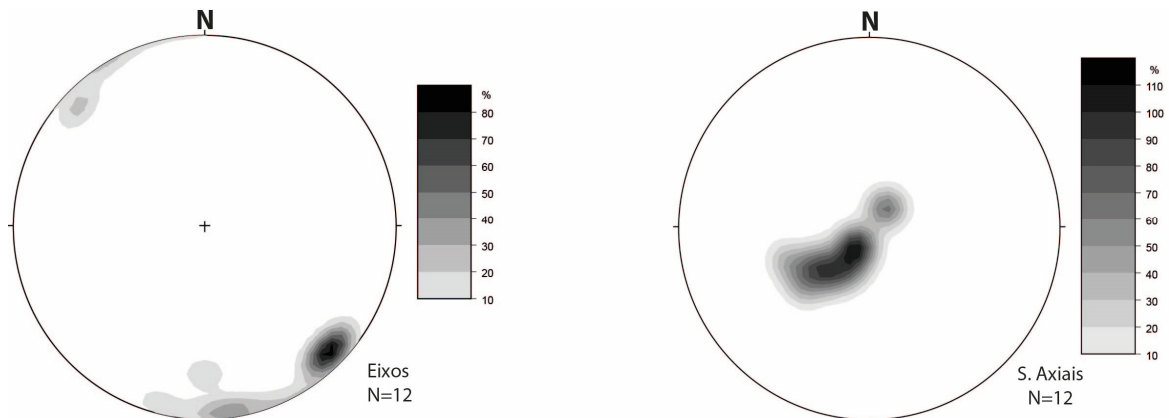


Figura V.40 -Esteriogramas de densidade de pontos referentes aos eixos e pólos das superfícies axiais dos dobramentos na Praia da Cordoama (rede de Schmidt, hemisfério inferior).

O limite N da Praia da Cordoama correspondente ao corte 1.1 (Figura V.41), é composto por um sinclinal com atitude de superfície axial (158° , 38° NE) e charneira sub-horizontal, cortado por um cavalgamento de direcção e inclinação de 124° , 75° NE (Ramalho *et al.*, 2002). A acessibilidade ao plano de falha é muito reduzida pelo que não foi possível observar indicadores cinemáticos do seu movimento. Contudo, pode ser interpretado como um cavalgamento para SW que colocou o flanco normal deste sinclinal (bloco a NE) em contacto com respectivo flanco inverso (bloco a SW).

Segundo Dias & Basile (2013), o importante cavalgamento de Mouranitos de fase de deformação D_1 contemporâneo dos dobramentos, é caracterizado por se apresentar próximo da horizontal e com ondulações no seu plano devido a encurtamentos tardios, tendo sido detectado pouco acima do nível do mar. Contudo, a sua extensão é habitualmente difícil de estabelecer, podendo apenas ser seguido durante poucas centenas de metros. Esta deformação tangencial é uma das características importantes da tectónica dos sectores externos da ZSP, existindo outros cavalgamentos desta envergadura como os cavalgamentos da Capela e Carrapateira, este último, com um deslocamento mínimo de 10 km mas certamente acima de 20 km (Ribeiro, 1983). Sendo assim, o cavalgamento de Mouranitos, aflorante na Praia dos Mouranitos imediatamente a N do corte 1.1 (Figura V.41), terá continuidade para a Praia da Cordoama apresentando-se na base das estruturas observadas a uma profundidade indeterminada. Consequentemente, o acidente observado na Figura V.41 poderá corresponder a um enraizamento do mesmo e também resultante da primeira fase de deformação.

O rejeito deste cavalgamento para SW (Figura V.41) não é possível de determinar, mas poderá ser na ordem das dezenas de metros. Como não existem certezas sobre este aspecto, foi apenas determinado o encurtamento originado pela deformação dúctil, ou seja, do sinclinal que compõe o bloco a muro, obtendo-se uma percentagem de 48%.

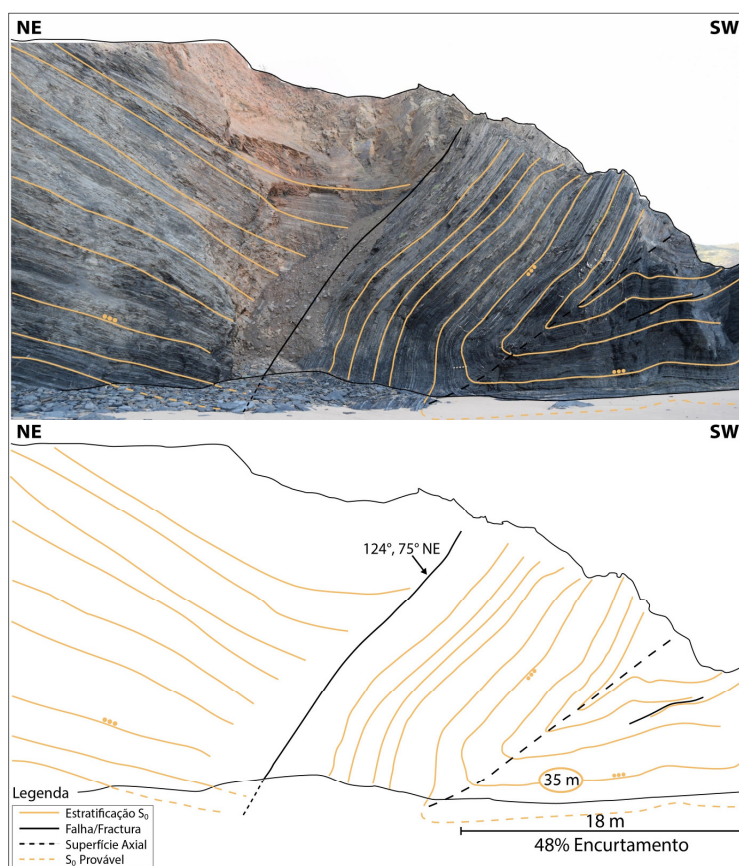


Figura V.41 -Representação do corte estrutural 1.1 com o respectivo valor de encurtamento estimado.

Os cortes 2.2 e 2.7 (Figura V.42) compõem uma sequência de antiformas e sinformas com geometrias de superfície axial distintas, apresentando-se sub-horizontais com eixos de charneira de muito pouca inclinação e sentidos de inclinação que variam entre NNW e SSE. Estes dobramentos de charneira arredondada reflectem uma maior percentagem de material menos competente que resulta na absorção da deformação e em dobramentos isoclinais e algo alongados, muito diferentes do que se observaram-se nos sectores mais a N.

A partir do corte 2.7 (Figura V.42) fez-se um cálculo adicional com a finalidade de compreender a diferença de acumulação da deformação por parte dos materiais mais competentes, como os grauvaques, em contraste com os xistos argilosos. Para isso, foi medido o comprimento da base e do topo de uma camada de xisto argiloso e o comprimento de uma camada de grauvaque adjacente, ambas consideradas representativas do afloramento (Tabela V.5). Determinou-se então, que existe algum espessamento por acumulação de deformação da camada de xisto argiloso medida, sendo que o encurtamento na sua base e topo varia cerca de 1%. O facto de a camada de grauvaque adjacente apresentar uma percentagem de encurtamento menor que a de xisto argiloso (37% para 40-41%, respectivamente) indica que esta litologia absorveu menos deformação devido à sua maior resistência à deformação, comparativamente com os níveis mais pelíticos.

Tabela V.5 - Cálculo relativo ao encurtamento de uma camada de xisto argiloso e de grauvaque, com o intuito de compreender as diferenças de acumulação de deformação por parte das duas litologias.

Corte	Cálculo do encurtamento de Xistos Argilosos vs. Grauvaques			
	Litologia	Comprimento inicial (m)	Comprimento pós-deformação (m)	%
Corte 2.7	Grauvaque	25,41	15,98	37%
	Xisto Argiloso base	31,79	18,81	41%
	Xisto Argiloso topo	30,04	18,13	40%

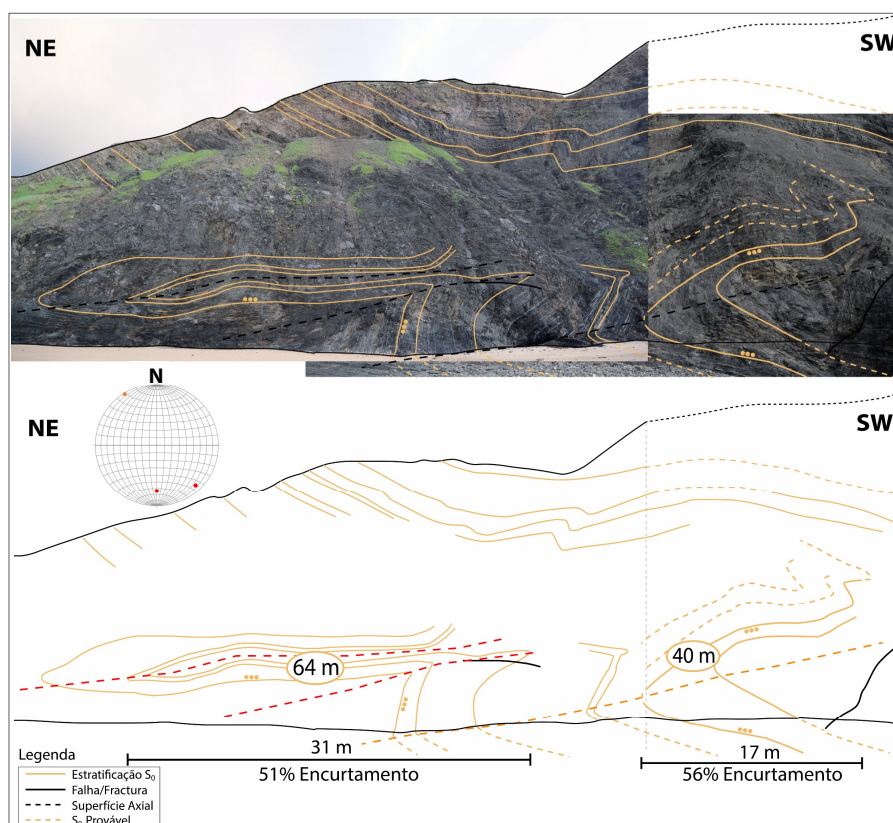


Figura V.42 -Representação conjunta dos cortes estruturais 2.2 (a N) e 2.7 (a S), com os respectivos valores de encurtamento estimados e estereograma referente à atitude dos eixos de charneira.

Apesar das estruturas resultantes da primeira fase de deformação apresentarem com maior frequência uma vergência para SW, existem, no entanto, certas condicionantes que implicam a variação das suas atitudes. Na Figura V.43, denota-se que a inclinação dos planos axiais das dobras maiores, pertencentes à fase D_1 , passa a ser para SW embora estejam próximos da horizontal com valores de inclinação entre $10-12^\circ$. Esta vergência para NE terá sido provocada pela movimentação da falha que corta a sequência previamente dobrada. O sentido do movimento deste acidente com atitude ($65^\circ, 70^\circ$ SE) (Ramalho *et al.*, 2002) não é conhecido, existindo várias razões para a sua origem. Estes cavalgamentos poderão ser enraizamentos associados ao cavalgamento de Mouranitos (D_1), aflorante mais a N, o qual não foi observado nos afloramentos estudados. No entanto, a sua direcção não é concordante com a de outros acidentes associados ao cavalgamento de Mouranitos. Outra justificação pode ser o facto de este se tratar de uma falha de transferência entre cavalgamentos ou rampa lateral, que permite a justaposição de zonas de falhas com diferentes direcções. As falhas deste tipo encontram-se normalmente associadas a brechas tectónicas de dimensões consideráveis resultantes da intensa catáclase motivada pela sua movimentação (Ramalho *et al.*, 2000).

Como percentagem de encurtamento, obteve-se um valor 44% correspondente à deformação no bloco muro da falha principal, visto não ser conhecido deslocamento total da mesma.

Na continuação para S deste último corte surge um anticlinal algo extenso com atitude ($124^\circ, 8^\circ$ NE) (Figura V.44), de fase D_1 , que corresponderá ao prolongamento da estrutura presente no bloco a tecto da falha observada anteriormente. Este dobramento apresenta uma extensão ao longo de toda a praia, identificado no topo da arriba com regularidade (Dias *et al.*, 2013), que resultou num encurtamento de 42%.

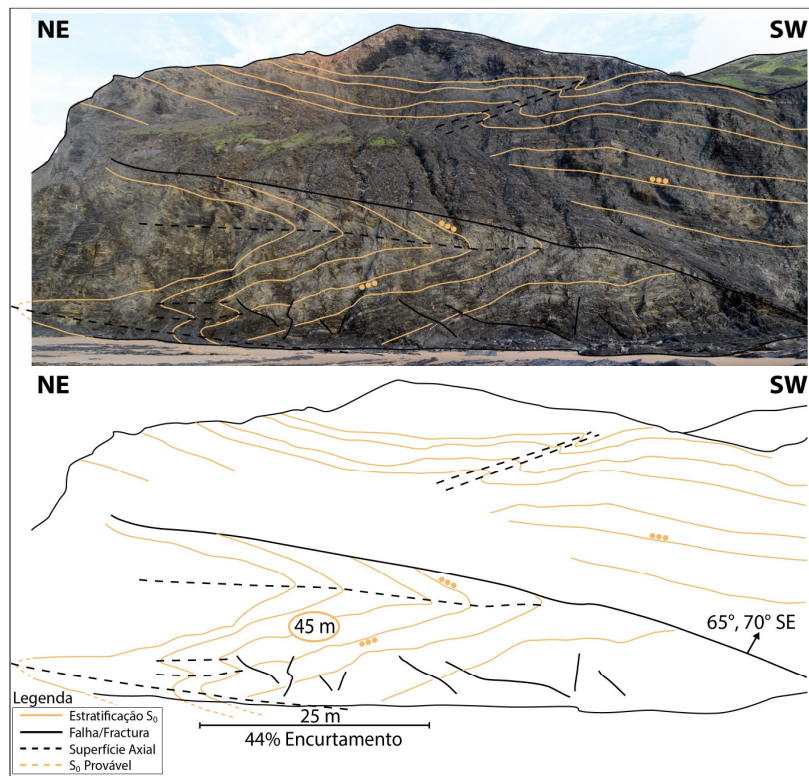


Figura V.43 -Representação do corte estrutural 3.1 com o respectivo valor de encurtamento estimado.

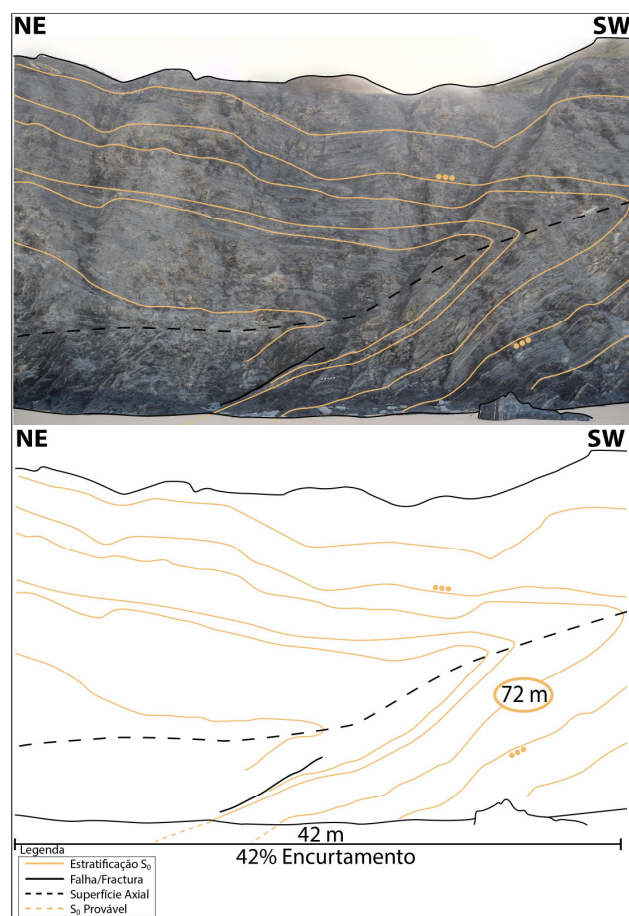


Figura V.44 -Representação do corte estrutural 4.2 com o respectivo valor de encurtamento estimado.

No corte estrutural 5.1 (Figura V.45), são evidenciados dobramentos em *chevron* com superfícies axiais de direcção e inclinação (122° , 22° NE) para o sinforma e (145° , 24° NE) para o antiforma. Ambas as estruturas são cortadas por falhas normais com direcções concordantes com as superfícies axiais das dobras, onde é possível que, primeiramente tenham funcionado como cavalgamentos para SW tendo sofrido reactivações como falhas normais de baixo ângulo, durante um período de relaxamento de tensões.

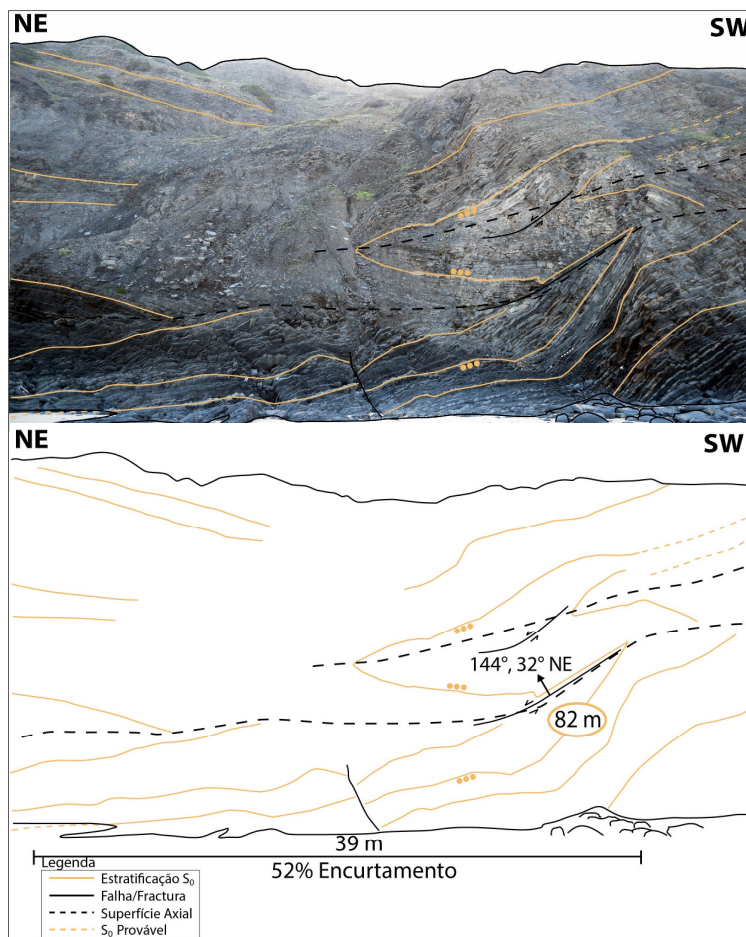


Figura V.45 -Representação do corte estrutural 5.1 com o respectivo valor de encurtamento estimado.

Na face posterior da arriba mais a S, localizado num troço de uma linha de água de difícil acesso, observou-se um sinforma cortado por dois cavalgamentos para SW, um deles de direcção 152° e inclinação de 44° NE (Bernardo, 2016) (Figura V.46). Esta estrutura é, de certa forma, semelhante à observada no corte 1.1 (Figura V.41), sendo o bloco a NE composto pelo o flanco normal do mesmo sinforma, que devido a impulsos tardios da fase de deformação D_1 , cavalgou para o topo do flanco inverso. Uma vez mais, estes cavalgamentos poderão estar associados ao cavalgamento de Mouranitos, que devido às ondulações no seu plano, por vezes encontra-se mais à superfície resultando na propagação de estruturas cavalgantes para o pacote deformado sobrejacente. Um facto que confirma esta possível explicação é a existência de uma clivagem S_1 bem desenvolvida de plano axial, que nesta zona, só se desenvolve em zonas muito deformadas ou na vizinhança destes cavalgamentos. Obteve-se um encurtamento de 29% para estrutura sinclinal, que certamente será maior tendo em conta as separações dos cavalgamentos, que nesta altura ainda não é conhecida.

Por fim, o último corte efectuado (Figura V.47) corresponde ao flanco normal de um sinforma importante observado no topo da arriba. Devido à totalidade da estrutura se encontrar a uma distância considerável, não existe a possibilidade do seguimento das camadas com certeza, pelo que foi calculado apenas o encurtamento do flanco normal, materializado pelo o monoclinal de atitude média (94° , 28° S).

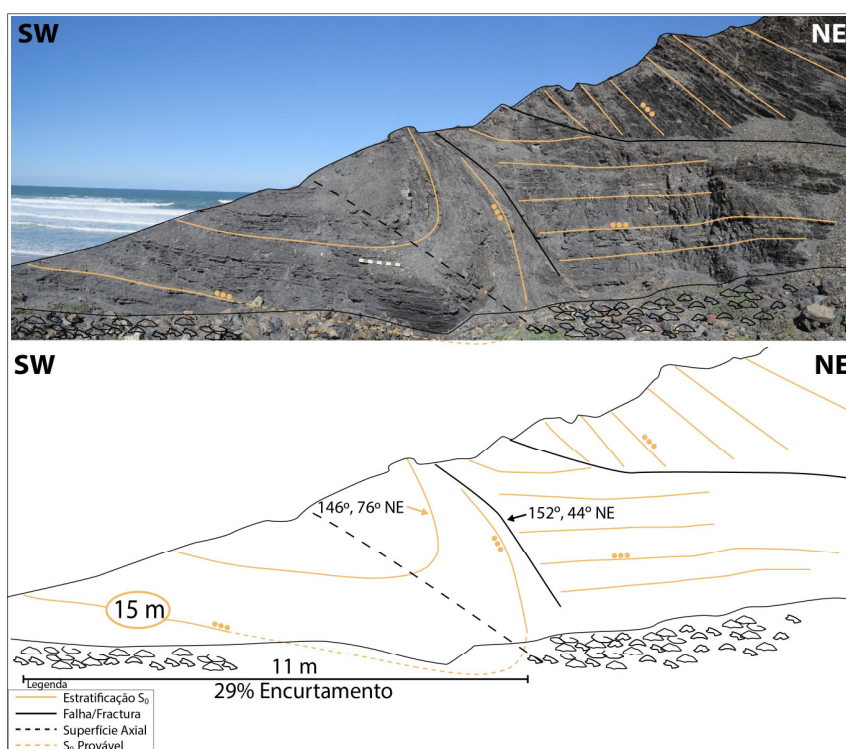


Figura V.46 - Representação do corte estrutural 6 com o respectivo valor de encurtamento estimado.

Numa dissertação de Mestrado associada a este projecto, realizada por Hanganu (2016), determinou-se a orientação das principais descargas de sedimentos sobre o corte estrutural 7 (Figura V.47). Foi concluído que existe uma grande dispersão de direcções de *flute casts* em todo o quadrante SW o que é concordante com o sentido do desenvolvimento da bacia *foreland* do GFBA. Sendo assim, será possível, com o desenvolvimento do conhecimento sobre esta área, estimar sentido da zona de maior espessura e *overburden* da bacia para *offshore*. No entanto, ainda não é conhecida a espessura máxima da bacia nem a sua continuidade para SW, o que dificultará esta estimativa.

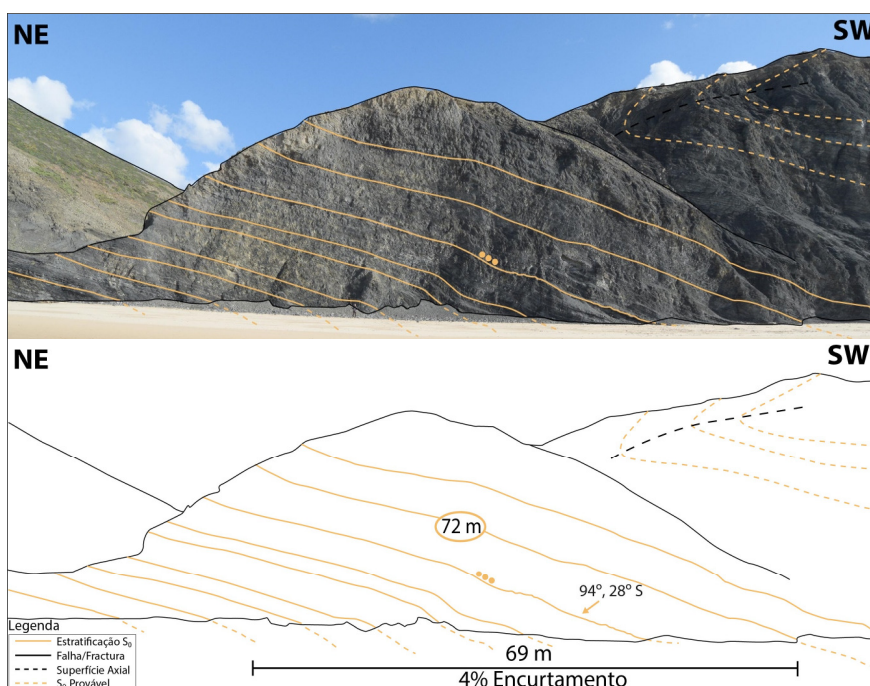


Figura V.47 - Representação do corte estrutural 7 com o respectivo valor de encurtamento estimado.

O desenvolvimento dos dobramentos na área de estudo pode ser explicado por processos compressivos tangenciais em deformação progressiva, associados a dobramento por deslizamento (ou cisalhamento) flexural. Em cortes estruturais realizados nesta zona (e.g. Dias *et al.*, 1999; Ramalho *et al.*, 2000), verifica-se uma sequência de dobramentos em *chevron*, essencialmente sub-horizontais a pouco inclinados para NE e vergentes para SW, de simetria monoclinica (Figura V.48). Neste sector, não foram observadas outras fases de deformação para além da fase D₁. Ainda assim, o controlo estrutural da linha costa sugere a existência de acidentes NE-SW associados à fase de deformação D₃, embora não tenham sido encontradas evidências devido à escassez dos dados existentes.

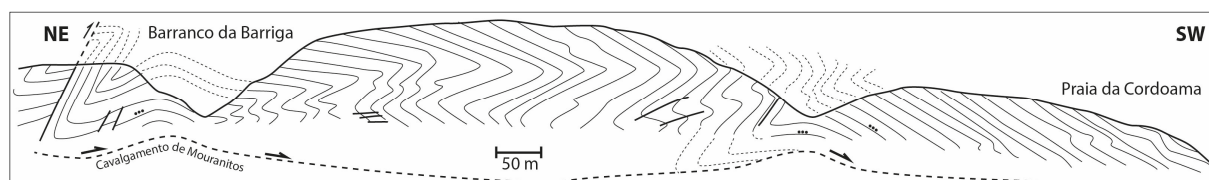


Figura V.48 - Corte geológico da Praia da Cordoama (adap. Dias *et al.*, 1999; Dias & Basile, 2013).

A percentagem de encurtamento nesta área encontra-se na ordem dos 40% (Tabela V.6), sendo que existe maior homogeneidade entre estilos de deformação. No entanto, como o deslocamento de maior parte dos cavalgamentos contemporâneos dos dobramentos D₁ não é mensurável, poderá haver um maior encurtamento do que o que foi calculado.

Tabela V.6 - Encurtamentos de cada corte efectuado na Praia da Cordoama e o cálculo do encurtamento total da área com base nas camadas mais extensas.

Corte (N para S)	Encurtamentos				
	Comprimento inicial (m)	Comprimento pós-deformação (m)	%		
Corte 1.1	25,43	12,17	52%	Praia da Cordoama	Encurtamentos Ordenados %
	34,86	18,28	48%		
Corte 2.2	63,49	30,95	51%		
	61,44	29,21	52%		
Corte 2.7	39,74	17,3	56%		
Corte 3.1	44,92	25,19	44%		
	32,6	23,25	29%		
Corte 4.2	59,05	34,71	41%		
	71,62	41,48	42%		
	51,63	31,75	39%		
Corte 5.1	82,11	39,4	52%		
Corte 6	15,1	10,73	29%		
Corte 7	71,94	69,15	4%		
Total(camadas mais extensas)	423,78	252,48	40%		Média 46%

VI. Discussão e Integração

A partir dos dados recolhidos foi possível elaborar algumas questões pertinentes, relativas à deformação sofrida em toda a área de estudo, que serão apresentadas de seguida.

As estruturas tectónicas presentes na área de estudo, formadas em deformação frágil ou dúctil, são de caracterização algo complexa devido ao seu carácter heterogéneo e dos eventos que as geraram. Estas apresentam uma geometria variável, muito dependente dos factores regionais, onde se distingue a orientação dos campos de tensão, ou por factores locais, tais como alterações na pressão de fluidos, contrastes no comportamento reológico de diferentes litologias, confinamento vertical e tangencial durante a deformação.

O facto de a Fm. Brejeira ser composta por alternâncias de grauvaques e xistos argilosos, que por sua vez respondem de formas diferentes à deformação, implica que existam superfícies de cisalhamento entre as camadas resultando num *layer-parallel slip* (Chapple & Spang, 1974). Os leitos competentes representados pelos grauvaques, que se situam entre horizontes de cisalhamento tendem a manter a sua espessura ortogonal, dando origem a uma geometria paralela. Este mecanismo de dobramento é designado de Cisalhamento Flexural (Ramsay & Huber, 1987) e é o principal mecanismo gerador de dobramentos nesta formação.

Após o estudo dos afloramentos verifica-se que grande parte das estruturas que compõem a área de estudo se insere nos modelos de evolução tectónica previstos para os sectores setentrionais (Ribeiro *et al.*, 1987) da bacia *foreland* do GFBA. A fase de deformação mais penetrativa foi a fase D₁ sendo observada em toda a área de estudo. As estruturas características apresentam eixos orientados NW-SE e planos axiais com uma inclinação para NE, vergentes para SW, sendo a direcção de transporte descrita para toda a ZSP. Verifica-se que as dobras passam de tombadas a deitadas à medida que se avança para S. Os cavalgamentos vergentes para SW observados, são igualmente associados a esta fase de deformação, em que os acidentes com a mesma direcção mas com vergência no sentido contrário (para NE) foram interpretados como retro-cavalgamentos, sendo em tudo semelhantes aos primeiros. A clivagem de primeira fase (S₁) tende a ser, localmente, de plano axial observada com maior frequência em zonas mais deformadas como charneiras, flancos curtos e perto de cavalgamentos. Quanto à lineação de intersecção L₁ (S₀^S₁), esta é geralmente sub-paralela aos eixos das dobras D₁, podendo, no entanto, existir um pequeno ângulo entre L₁ e os eixos de dobramento, como irá ser explicado mais à frente.

A fase de deformação D₂ é menos frequente, evidenciada em algumas praias, onde os dobramentos apresentam superfícies axiais sub-verticais NW-SE, de simetria ortorrômbica, sendo frequentemente o resultado do redobramento dos flancos normais dobras D₁.

Quanto à fase D₃, apenas foi observada na Praia de Vale Figueiras, não implicando que não tenha actuado nos outros locais, apenas não foram recolhidos dados que justificassem a sua presença nas restantes áreas de estudo. Os dobramentos originados durante esta fase têm direcção NE-SW e inclinação, por vezes, próxima da verticalidade. Estas dobras são, de modo geral, de simetria ortorrômbica sem evidências de algum sentido de movimento. Os eixos de charneira possuem uma inclinação considerável (40°-30°), mergulhantes para NE. Os cavalgamentos para SE de direcção NE-SW observados nesta praia serão também pertencentes a esta fase. O facto de esta fase de deformação estar bem representada na Praia de Vale Figueiras deve-se à sua proximidade com o Anticlinal da Borda, uma das principais estruturas pertencentes à terceira fase de deformação. No entanto, em comparação com outros modelos propostos para esta fase de deformação (*e.g.* Carocha *et al.*, 2000;

Ribeiro, 1983) existem algumas incoerências quanto à sua génese e estruturas resultantes, pelo que não existem certezas que se trate do mesmo episódio de deformação.

Determinou-se que toda esta área sofreu com a actuação de fases tardias, como acidentes resultantes eventos de libertação de tensões pós-compressão. Estes serão porventura causadores de parte do rejogo normal e/ou desligante observado em alguns acidentes compressivos.

As estruturas variscas tiveram influência posteriormente na evolução processo extensional do Mesozóico caracterizado pela abertura do oceano Atlântico, onde se deu o colapso de alguns blocos a tecto de cavalgamentos variscos e a instalação de filões que aproveitaram os planos de descontinuidade das falhas.

A variação local do sentido de inclinação dos eixos dobras (Figura VI.1), evidenciada com maior clareza nas Praias da Fateixa e Medo da Fonte Santa, embora estes sejam sub-horizontais, poderá ter algum significado. É provável que tal seja resultado da distribuição diferencial das componentes regionais cavalgante e de desligamento que pode originar um achatamento heterogéneo com rotação dos eixos do elipsóide de deformação incremental durante a mesma fase tectónica, como já foi mencionado. Neste tipo de regime, os eixos das dobras geradas em diferentes estádios de deformação, apresentarão atitudes diferentes (Ribeiro, 1974). Este aspecto poderá estar relacionado com uma leve transpressão, produto da colisão oblíqua ZOM-ZSP.

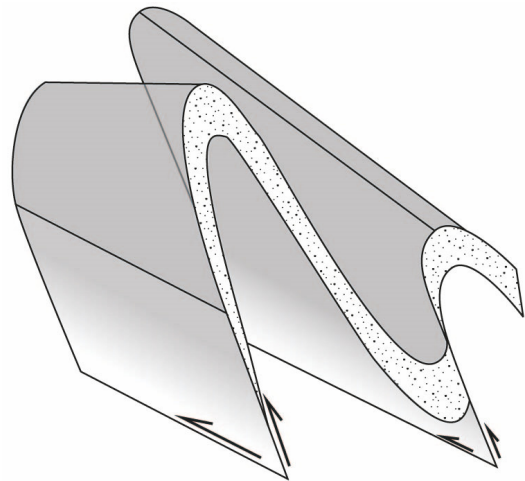


Figura VI.1 - Esquema representativo do achatamento heterogéneo durante a mesma fase de deformação, que gera dobramentos com eixos de atitudes diferentes (Silva, 1989).

Na Praia da Fateixa foi documentado um antiforma em que a clivagem S_1 não se encontra paralela ao plano axial (Figura VI.6), no sentido em que ocorreu uma rotação do plano axial em relação à clivagem, contrariamente ao que é observado com maior frequência nos sectores setentrionais da ZSP (GFBA). O facto de não existir um paralelismo entre o plano de clivagem S_1 e a superfície axial revela a presença de uma pequena transecção anti-horária que poderá ter origem numa transpressão esquerda semelhante à já descrita para os sectores internos da ZSP, como na FPI (Silva, 1989). Como foi referido, outros autores (Caroça & Dias, 2001) também se deparam com a existência de dobras transectadas a N da Praia de Monte Clérigo, compatíveis com uma deformação não-coaxial, sendo neste caso de transecção direita. Esta rotação no sentido horário poderá estar relacionada com um acidente D_1 com direcção NW-SE que passa junto à Ribeira de Aljezur e terá servido de fronteira entre dois blocos com comportamentos estruturais distintos. Como o sector S da

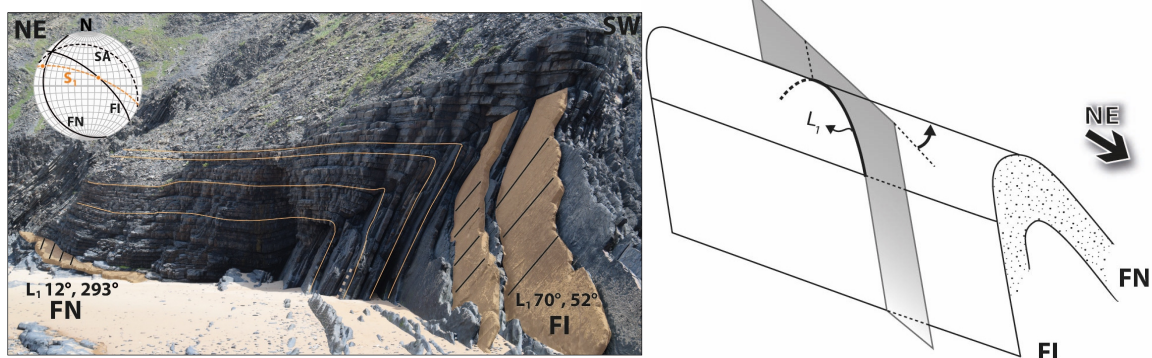


Figura VI.2 - Esquematização do antiforma localizado na Praia da Fateixa, onde se observa a existência de um pequeno ângulo entre a clivagem S_1 e o plano axial, o que revela uma ligeira transpressão esquerda.

Praia de Monte Clérigo corresponde bloco S deste acidente, é possível que transecção observada neste sector esteja relacionada com a evidenciada no bloco a N. Embora esta explicação não seja de rejeitar para a presente situação, ainda existem poucos dados para provar a sua relação.

Sendo assim, a transpressão é caracterizada por um encurtamento horizontal paralelo ao eixo y, cisalhamento segundo o eixo x e alongamento segundo o eixo z (Sanderson & Marchini, 1984) (Figura VI.3), sendo que a deformação não-coaxial em vigor durante o processo transpressivo, está frequentemente relacionada com o fenómeno de transecção. A soma vectorial da componente compressiva principal com uma componente de desligamento gera clivagem que não é paralela ao plano axial dos dobramentos formados durante este processo (Silva, 1989).

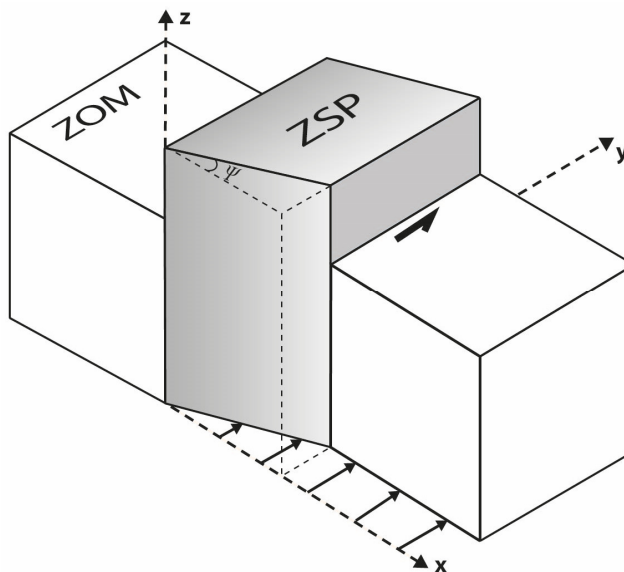


Figura VI.3 -Ilustração do fenómeno da transpressão segundo Sanderson & Marchini (1984), onde um cubo unitário sofre encurtamento segundo o eixo y, cisalhamento segundo o eixo x e extensão segundo eixo z.

O facto de se observar uma transecção localizada, com adição do potencial fenómeno causador da variação do mergulho dos eixos explicado acima, vem corroborar a possível existência de transpressão para esta zona. Desta forma, na eventualidade de existir transpressão na área de estudo, esta pode ser causadora de corredores de cisalhamento sub-paralelos às superfícies axiais dos dobramentos D_1 , que concentram a deformação e individualizam blocos adjacentes com regimes de deformação próprios, originando partição de deformação com zonas mais e menos deformadas. Esta individualização de sectores mais deformados em contraste com outros onde a deformação é menos intensa é a principal característica observada na Praia da Fateixa e Medo da Fonte Santa. Contudo, como os dados relativos a esta particularidade na área de estudo são escassos não se pode afirmar com certeza que haja transpressão e que esta seja a causa da partição de deformação e transecção (também podem ser geradas dobras transectadas à escala métrica quando ocorrem problemas de espaço associados à evolução de estruturas em deformação progressiva (Dias & Basile, 2013)).

Posto isto, existem outras razões que explicam a existência de sectores tão distintos em termos de intensidade de deformação, como por exemplo, a diferença radical no comportamento reológico entre as sequências mais grauvacóides, onde se verificam dobramentos amplos e pouco deformados, e as mais xistentas, caracterizadas por uma maior acumulação da deformação, que leva à ocorrência de uma grande heterogeneidade de graus e estilos de deformação. Isto é evidente nas Praias da Fateixa e Medo da Fonte Santa, com possibilidade de individualização de secções com densidade de deformação acentuada representada por dobras em *chevron* e *kink bands*, resultando em encurtamentos na ordem dos 51%. Adjacentes a estas, encontram-se secções onde o encurtamento é muito menor, com percentagens que rondam os 2-3%, relacionado com dobramentos de grande amplitude com deformação

em regime frágil praticamente ausente. A S destas áreas, na Praia da Arrifana (Figura VI.4), são também conhecidos dobramentos amplos e ondulados que se desenvolveram em meios essencialmente grauvacóides. Este aspecto relativo à maior e menor concentração de deformação em meios xistentos e mais grauvacóides respectivamente, é neste trabalho chamado de deformação diferencial devido ao facto de a designação de “partição de deformação” estar associada à existência de corredores transpressivos, sendo ainda precoce confirmar a sua existência nos sectores setentrionais (GFBA).

Segundo Dias *et al.* (1999), este constaste entre a geometria dos dobramentos variscos maiores, como sectores com dobramentos apertados seguidos de outros com dobramentos amplos e extensos, pode também ser explicado em regime de deformação progressiva. Sendo assim, num estágio inicial (D_1) haveria a formação de dobramentos em *chevron* que



Figura VI.4 - Dobramentos amplos e ondulados localizados na Praia da Arrifana, característicos de meios de composição mais grauvacóide.

rapidamente teriam evoluído para uma simetria monoclinica fortemente vergente para SW. Deste modo, foram assim formados extensos flancos longos praticamente sub-horizontais, cuja inclinação contrasta com os flancos curtos, muitas vezes inversos. Num segundo episódio de compressão (D_2), o encurtamento produzido na estrutura pelo achatamento mais tardio, teria levado à formação de dobras com simetria ortorrômbica nos flancos sub-horizontais que estavam favoravelmente orientados para serem dobrados. Por seu lado, os flancos curtos, que estavam muito inclinados apenas iam sofrer um estiramento segundo a vertical.

Nas restantes praias, esta variação de intensidade de deformação não é observada com tanta clareza, provavelmente devido a que: na Praia da Pipa, a quantidade de afloramentos com qualidade seja escassa e não seja possível estudar toda a sua extensão; na Praia de Vale Figueiras, exista uma intensidade de deformação acentuada devido à grande interferência de fases de deformação com características distintas; na Praia da Cordoama, haver uma maior homogeneidade na deformação, observando-se o mesmo padrão de dobramentos ao longo do seu troço.

Concluindo, existem várias interpretações para o estilo de deformação observado na área de estudo, pelo que será necessário continuar os estudos sobre este sector no sentido de se alcançar a causa que explicará, o mais completo e correcto possível, este problema.

Tabela VI.1 - Cálculo do encurtamento total da área de estudo.

Local (N-S)	Encurtamentos		
	Comprimento inicial (m)	Comprimento pós-deformação (m)	%
Sector S da Praia de Monte	1107,09	691,59	38%
Praia de Vale Figueiras	168,85	124,42	26%
Praia da Cordoama	423,78	252,48	40%
Total da área de estudo	1699,49	1068,49	37%

Quanto às percentagens de encurtamento obtidas a partir dos cortes considerados, de modo geral, representativos do SW da Costa Vicentina, nomeadamente, 38% para todo o Sector S da Praia de Monte Clérigo (30% na Praia da Fateixa, 43% na Praia da Pipa e 44% na Praia do Medo da Fonte Santa), 26% para a Praia de Vale Figueiras e 40% para a Praia da Cordoama (Tabela VI.1).

Em termos gerais, a intensidade de deformação da ZSP diminui no sentido SW (Silva *et al.*, 1990). Porém, quando o estudo é feito localmente denota-se que isso que não acontece, existindo oscilações dos valores de percentagem de encurtamento ao longo da área estudada. Isto pode estar relacionado com diversos factores, como a diferença da qualidade dos afloramentos e a possibilidade do seguimento das camadas em cada praia, com a variação dos graus de deformação locais, extensão relativa das áreas estudadas, entre outros. Assim, para ter se uma noção em termos regionais estimou-se um encurtamento total de 37% para toda a bacia sedimentar da Fm. Brejeira baseado nos encurtamentos locais de cada praia (Tabela VI.1). A partir deste valor foi calculado um encurtamento ortogonal à orientação principal das estruturas, ou seja, com uma direcção NE-SW correspondente à compressão máxima (σ_1) da fase de deformação D₁. Com recurso à carta geológica 1: 500 000 obteve-se um valor de extensão original 77 Km (Figura VI.5) correspondendo a uma redução de comprimento de, aproximadamente, 21 km.

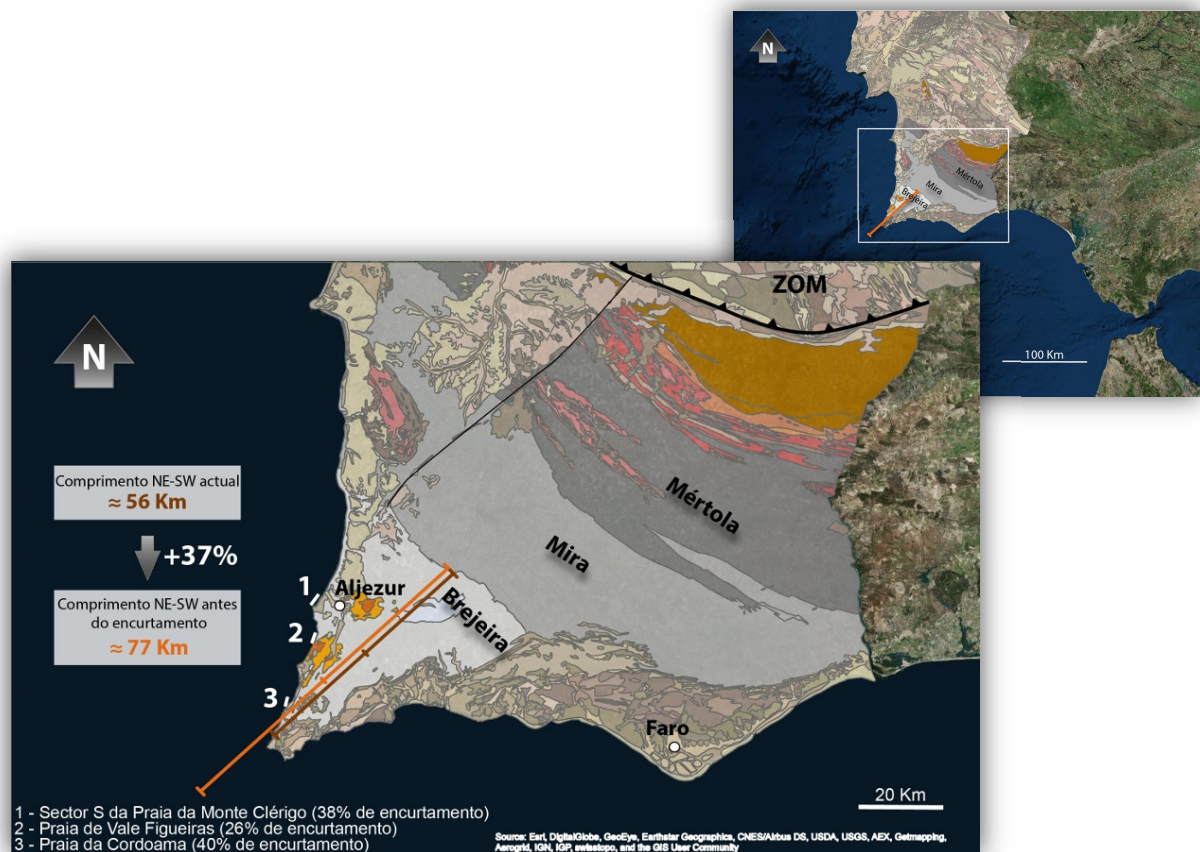


Figura VI.5 -Representação do comprimento estimado da bacia da Fm. Brejeira, numa direcção principal NE-SW, antes dos 37% de encurtamento sofridos durante a Orogenia Varisca (adap. da Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000 (Oliveira *et al.*, 1992); com recurso a Basemap da ESRI Database.)

Num ponto de vista regional, assumindo que bacia *foreland* da ZSP (a que pertence a Fm. Brejeira) apresenta a mesma intensidade de deformação por dobramento, a extensão da zona emersa entre a localidade de Cabeça Gorda e a Ponta de Sagres, com 147 km de comprimento actualmente, passaria a exibir um comprimento total de 202 km na direcção ortogonal às principais estruturas variscas (geradas na D₁) (Figura VI.6). No entanto, como a Fm. Brejeira revela uma deformação muito menos intensa comparativamente às restantes unidades que compõem a ZSP, mais próximas da sutura ZOM-ZSP a NE (Silva, 1989), e como a movimentação dos cavalgamentos maiores (cavalgamento da Carrapateira, por

exemplo, com um deslocamento acima de 20 km (Ribeiro, 1983)) não foi contabilizada, esta extensão original seria muito mais elevada. Deste modo, se for admitida a localização do depocentro actual da bacia sedimentar da ZSP ao largo de Sagres, este estaria originalmente (pré-deformação) mais afastado em direcção ao Atlântico profundo, tal como a extremidade S da bacia, que poderia corresponder ao limite N do paleocontinente da Mauritânia (NW de África).

Na Figura VI.5, observa-se a possível deslocação para o interior de um depocentro hipotético da bacia da Fm. Brejeira, assinalado a meio da secção medida. A estimativa da localização próxima do depocentro da bacia é uma informação importante para prospecção de hidrocarbonetos nesta região, sendo que já foram efectuados estudos relativos à possível existência dos mesmos na Fm. Brejeira (*e.g.* Fonseca *et al.*, 2015, Barberes, 2013). Pensa-se que o conhecimento da zona com maior espessura de sedimentos e *overburden* propicia à geração de óleo e gás será uma adição relevante nestes estudos. Contudo, como a bacia sedimentar correspondente à Fm. Brejeira poderá apresentar uma extensão actual superior à evidenciada na carta geológica devido à sua continuidade para *offshore*, a questão da sua extensão original e a localização do depocentro é apenas uma estimativa conservativa. Também o facto de grande parte da separação vertical dos cavalgamentos identificados não ser mensurável à escala do afloramento pode significar que a percentagem de encurtamento seja maior.

Um cálculo do encurtamento com recurso aos cortes geotransversais da ZSP das cartas geológicas à escala de 1:200 000 (Oliveira 1984; 1992) e 1: 50 000 (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 1987; Oliveira & Silva, 2007), já tinha sido efectuado em Bolacha (2014), onde foram contabilizados os dobramentos e cavalgamentos de 2ª ordem a grande escala, sendo que a estrutura de 1ª ordem será a própria zona de subducção e a zona de descolamento basal associada (tectónica *thin-skinned*, Ribeiro & Silva, 1983; Silva, 1989). Assim, nesse trabalho, foi determinada, para os Sectores externos a SW do cavalgamento

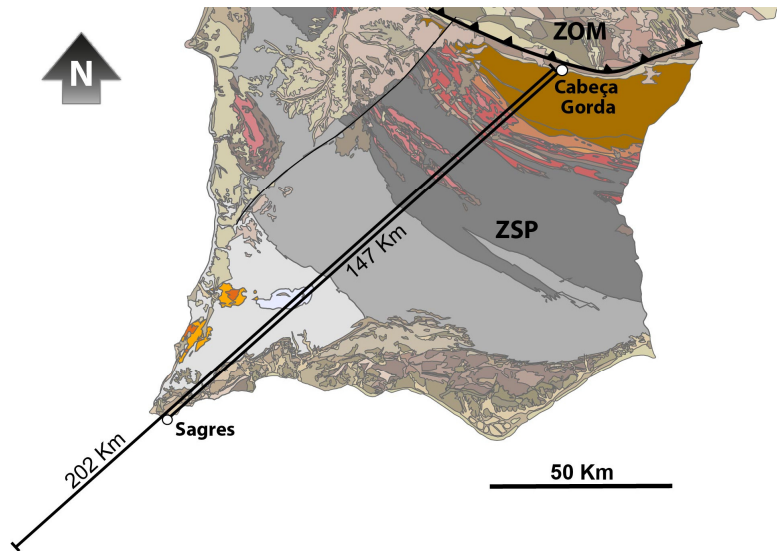


Figura VI.6 – Estimativa da extensão original da bacia *foreland* da ZSP anterior à deformação, tendo como referência a distância entre a localidade de Cabeça Gorda e a Ponta de Sagres.

Um cálculo do encurtamento com recurso aos cortes geotransversais da ZSP das cartas geológicas à escala de 1:200 000 (Oliveira 1984; 1992) e 1: 50 000 (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 1987; Oliveira & Silva, 2007), já tinha sido efectuado em Bolacha (2014), onde foram contabilizados os dobramentos e cavalgamentos de 2ª ordem a grande escala, sendo que a estrutura de 1ª ordem será a própria zona de subducção e a zona de descolamento basal associada (tectónica *thin-skinned*, Ribeiro & Silva, 1983; Silva, 1989). Assim, nesse trabalho, foi determinada, para os Sectores externos a SW do cavalgamento

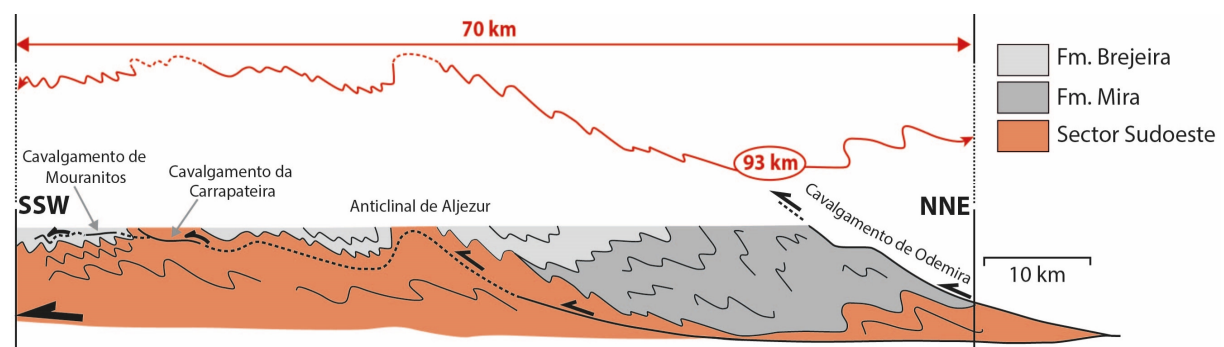


Figura VI.7 – Cálculo do encurtamento na zona de Aljezur-Carrapateira utilizando o limite entre as unidades do sector SW e da Formação da Brejeira/Mira (corte geológico 1:200 000), pelo que se obteve uma percentagem de 35,4% a 46,11% , com a contabilização dos cavalgamentos e dobramentos a grande escala (adaptado de Oliveira, 1984; Ribeiro *et al.*, 1987 in Bolacha, 2014).

de Odemira, uma percentagem de encurtamento de 24,7% por dobramentos e de 10,7 a 21,4% por cavalgamentos (Figura VI.7). Desta forma, com a contabilização dos cavalgamentos e dobramentos a grande escala, existe um encurtamento total de 35,4% a 46,11% (Bolacha, 2014), percentagem esta maior que a calculada à escala do afloramento nas áreas de estudo.

VII. Considerações Finais

- O material constituinte dos sectores setentrionais da ZSP sofreu assim uma deformação compressiva que provocou um encurtamento geral de toda a sua área, maioritariamente através de dobramentos com direcção NW-SE vergentes para SW e cavalgamentos igualmente vergentes para SW, correspondentes a uma fase de deformação D₁, dobramentos de superfícies axiais sub-verticais NW-SE e simetria ortorrômbica de fase D₂ e estruturas de direcção NE-SW associadas a uma fase D₃, já descritas para os sectores externos da ZSP.

- Determinou-se um valor de encurtamento total para a área de estudo na ordem dos 37%. A partir deste valor foi calculado um encurtamento ortogonal à orientação principal das estruturas, ou seja, com uma direcção NE-SW, alcançando-se uma extensão original 77 Km que corresponde a uma redução de comprimento de, aproximadamente, 21 km da zona actualmente emersa da bacia sedimentar da Formação da Brejeira

- É importante referir que a medição dos possíveis encurtamentos aqui apresentados, foi efectuada de forma um pouco abstracta pois existem diversos factores que não foram contabilizados, como a continuação em profundidade e altura dos dobramentos e a separação vertical de muitas falhas, por não serem mensuráveis à escala em que os dados foram obtidos, podendo assim haver uma maior percentagem de encurtamento que a calculada.

- Foram encontradas algumas evidências que apontam para existência de uma transpressão esquerda na área de estudo, como a variação local do mergulho dos eixos das dobras e ocorrência de uma dobra transectada no sentido anti-horário, na Praia da Fateixa. Na Praia do Medo da Fonte Santa, não foram encontrados indícios de transpressão para além da variação dos mergulhos das dobras, que por si só, não são dados suficientes para confirmar esta teoria.

- Na eventualidade de existir transpressão na área de estudo, esta pode ser causadora de corredores de cisalhamento sub-paralelos às superfícies axiais dos dobramentos D₁, que concentram a deformação originando partição de deformação com zonas mais e menos deformadas, como foi demonstrado na Praias da Fateixa e Medo da Fonte Santa.

- Esta variação de intensidade de deformação não é observada com tanta clareza nas restantes praias, provavelmente devido a que: na Praia da Pipa, a quantidade de afloramentos com qualidade seja escassa e não seja possível estudar toda a sua extensão; na Praia de Vale Figueiras, exista uma intensidade de deformação acentuada devido à grande interferência de fases de deformação com características distintas; na Praia da Cordoama, haver uma maior homogeneidade na deformação observando-se o mesmo padrão de dobramentos ao longo do seu troço.

- Como não foram observados corredores transpressivos, propriamente ditos, na área de estudo, a individualização de sectores com diferentes graus de deformação pode ser explicada a partir da diferença radical do comportamento reológico entre as seqüências mais grauacóides e mais xistentas, ou ainda, simplesmente pelo facto de diferentes estágios compressivos originarem dobramentos de geometrias diferentes (em *chevron* ou de simetria ortorrômbica).

- Após o estudo dos afloramentos, verifica-se que grande parte das estruturas que compõem a área de estudo se insere nos modelos de evolução tectónica previstos para os sectores setentrionais da bacia foreland do GFBA (Ribeiro *et al.*, 1987).

- A progressão dos dobramentos e carreamentos para SW, relacionada com o afastamento do orógeno a NE, imprime uma condição diacrónica e de deformação progressiva no processo, justificando uma deformação tardia no sector SW cinematicamente semelhante à deformação imposta precocemente na sutura a NE.
- Os episódios extensionais do Mesozóico ocorridos durante a abertura do Atlântico, estão intimamente relacionados com a reactivação de estruturas do substrato varisco, pelo que grande parte foi gerada a partir do colapso dos blocos a tecto dos cavalgamentos variscos.
- A integração dos estudos disponíveis vem corroborar a hipótese de transporte generalizado para SW, traduzido pela dinâmica associada à migração centrífuga do ramo S da virgação do Arco-Ibéro Armoricano.
- Considera-se assim que o conjunto de dados recolhidos contribuirá para uma informação completa e assertiva para um melhor conhecimento da Tectono-estratigrafia do SW da CVI.

VIII. Sugestões para o Futuro

Como trabalhos futuros a efectuar nesta região litoral, sugerem-se as seguintes problemáticas:

- Há que completar este estudo com dados representativos de mais sectores da Costa Vicentina (ZSP) o que permitirá obter um conhecimento mais completo sobre as questões de tectono-estratigrafia do SW da CVI.
- Uma determinação mais exaustiva da diferença de acumulação de deformação entre meios com maior percentagem de xisto argiloso ou mais grauvaque irá permitir abordar questões de produtividade e geração de hidrocarbonetos, sendo que em zonas mais xistentas e com maior intensidade de deformação, pode existir sobreposição de pacotes sedimentares atingindo-se uma maior espessura e profundidade, propícia à maturação de óleo de gás.
- Com a quantificação do encurtamento total da bacia correspondente à sequência sedimentar da Formação da Brejeira, localizada *onshore* e *offshore*, deverá ser possível estimar a sua espessura inicial acumulada e a localização de um depocentro hipotético, assim como a sua possível latitude actual.
- O estudo da deformação observada no Sul da Inglaterra - Cornualha, na continuidade do Arco Ibero-Armoricano, permitirá a comparação com os dados obtidos no sector SW da ZSP, em termos de fases de deformação, possível existência de transpressão e partição de deformação, percentagens de encurtamento, entre outros.
- Estimar a localização (e distância em coordenadas actuais) do limite N do paleocontinente da Mauritânia (NW de África) a partir de estudos intensivos do encurtamento total da bacia de *foreland* do GFBA. Este limite poderá coincidir com extremo S da bacia sedimentar correspondente à ZSP, o que permite calcular uma aproximação da sua dimensão.

IX. Referências Bibliográficas

- Araújo, A. (2006) - O Varisco do Sector Sul de Portugal. In Dias, R.; Araújo, A. Terrinha, P. & Kullberg, J. C. Coords. (2006) Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria. Universidade de Évora, pp 139-143.
- Barberes, G (2013) – A utilização da espectrometria de raios gama na exploração de shale gas; Caso do carbonífero da Zona Sul Portuguesa. Tese de Mestrado em Geociências, Área de Especialização em Geologia do Petróleo. Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade de Coimbra, Coimbra.
- Bard, J.P.; Capdevila, R.; Matte, Ph. & Ribeiro, A. (1973) - Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen. Nature Physical Science, v.241, n.107, London.
- Bernardo, J. (2016) - Caracterização Estrutural da Praia de Vale Figueiras. Relatório da Disciplina de "Projecto de Campo e Experimental", Curso de Especialização em Geociências do Petróleo, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Lisboa, pp. 24.
- Bolacha, E. (2014) – Modelos de dinâmica da Terra aplicados à Geologia de Portugal: Relevância da experimentação análoga no ensino e na divulgação da Geologia. Dissertação de doutoramento não publicada. Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa.
- Boogaard, M., (1963) - Conodonts of Upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal. Geology Minjbow, 42/8, 248-259.
- Boogaard, M. & Schermerhorn, L. (1981) - Conodont faunas from Portugal and Southwest Spain. A lower Famennian conodont fauna at Monte Forno da Cal (South Portugal). Scripta Geologica, 63, 1-16.
- Caranova, R. (2002) - Cartografia Estrutural de Detalhe e Tectónica da Praia de Vale Figueira (Sector SW do Terreno Sul Português). Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa.
- Caroça, C. (2000) – Interferência de dobramentos nos sectores meridionais da Zona Sul Portuguesa. Tese de Mestrado. Universidade de Évora. Évora.
- Caroça, C & Dias, R. (2001) – Transecção Varisca direita na região de Aljezur; uma anomalia local num orógeno transpressivo esquerdo. 7ª Conferência Anual do GGET, Lisboa.
- Carvalho, D.; Correia, M.; Inverno, C. (1976) - Contribuição para o conhecimento geológico do Grupo Ferreira-Ficalho. Suas relações com a Faixa Piritosa e o Grupo do Pulo do Lobo. Memórias do Museu Laboratório Mineralógico Geológico da Faculdade de Ciências, Coimbra 82, 145-169.
- Chapple, W.M. & Spang, J.H., (1974) - Significance of layer-parallel slip during folding of layered sedimentary rocks. Geological Society of America Bulletin 85, 1523-1534.
- Coke, C.; Dias, R.; Ribeiro, A. (2003) - Partição da deformação varisca induzida por anisotropias no soco Precâmbrico: o exemplo da falha de Ferrarias na Serra do Marão. Ciências da Terra (UNL), Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, D21-D24.
- Cunha, T. & Oliveira, J. (1989) - Upper Devonian Palynomorphs from the Represa and Phyllite-Quartzite Formation, Mina de São Domingos region, Southwest Portugal. Tectonostratigraphic implications. Bulletin Société Belge Géologie, 98/3-4, 295-309.
- Dias, R.; Mateus, A.; Caroça, C.; Loureiro, M.; Sá, L. (1999) – Variação no estilo de dobramento na deformação de sequências turbidíticas; O Varisco da Costa Vicentina. 5ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica. Vila Real, 72-74.
- Dias, R. & Ribeiro, A. (2002) – O Triásico da Ponta Ruiva (Sagres); um fenómeno localizado na bacia Mesozóica Algarvia. Comun. Inst. Geol. e Mineiro, 89, 36-46.
- Dias, R. & Basile, C. (2013) – Estrutura dos sectores externos da Zona Sul Portuguesa in Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. (Eds). Geologia de Portugal, volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal. Escolar Editora, Lisboa, 673-765.

Referências Bibliográficas

- Eden, C. (1991)** - Tectonostratigraphic analysis of the Northern Extent of the Oceanic Exotic Terrane, Northwestern Huelva Province, Spain, PhD thesis. University of Southampton, 281 p.
- Esteves, C. J. P. (2016)** - Palinofácies da sucessão carbónica da Praia de Vale Figueiras (Norte). Relatório da Disciplina de "Projecto de Campo e Experimental", Curso de Especialização em Geociências do Petróleo, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Lisboa, pp. 21.
- Fernandes, P.; Musgrave, J. A.; Clayton, G.; Pereira, Z.; Oliveira, J. T.; Goodhue, R.; Rodrigues, B. (2012)** - New evidence concerning the thermal history of Devonian and Carboniferous rocks in the South Portuguese Zone. *Journal of the Geological Society*, 169 (6), 647–654.
- Fonseca, P. (1995)** - Estudo da Sutura Varisca no SW ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo. Tese de Doutoramento. Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 325 p.
- Fonseca, P.; Pimentel, N.; Reis, R.; Barbares, G. (2015)** - Carboniferous black-shales and shale-gas potential in Southwestern Portugal. AAPG – Europe Region Annual Conference & Exhibition Post-Conference, Field-trip.
- Hanganu, E. (2016)** - The sedimentology, the sedimentary petrography and the paleocurrent study of Jgheabu Mare Formation (Romania) and Brejeira Formation (Portugal). Tese de Mestrado. Universidade Alexandru Ioan Cuza, Iași, Roménia.
- Marques, F. O.; Burg, J.-P.; Lechmann, S. M. & Schmalholz, S. M. (2010)** - Fluid-assisted particulate flow of turbidites at very low temperature: A key to tight folding in a submarine Variscan foreland basin of SW Europe. *Tectonics*, 29, TC2005.
- Monteiro, J. & Carvalho, D. (1987)** - Seafloor volcanism and polymetallic sulphide deposits in ancient active margins: the case of the Iberian Pyrite Belt. In Teleki *et al.* (Eds.). *Marine Minerals* (pp. 375-387). Dordrecht Reichel.
- Moreno, C.; Pereira, Z.; Oliveira, J.; Sierra, S. (1996b)** - Sedimentacion litoral en el limite Devonico/Carbonico del Suroeste Portugues (Zona Sur Portuguesa). *Geogaceta*, 20/1, 23-26.
- Munhá, J. (1979)** – Blue amphiboles, metamorphic regime and plate tectonic modelling in the Iberian Pyrite Belt. *Contrib. Miner. Petrol.*, 69, 279-289.
- Munhá, J. (1983)** – Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt. In: M. J. Sousa & J. T., Oliveira, (Eds), *The Carboniferous of Portugal*. *Memorias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 29, 39-81.
- Oliveira, J. T. (Coord.) (1984)** - Carta Geológica de Portugal na Escala 1:200 000, Folha n.º 7. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa.
- Oliveira, J. T. (1988)** – Contribuição para o conhecimento da evolução tectonoestratigráfica da Zona Sul Portuguesa em Portugal. Tese de Doutoramento. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa. 88 p. e 12 publicações anexas.
- Oliveira, J. T. (Coord.) (1992)** - Carta geológica de Portuga na Escalal 1:200 000, Folha n.º 8. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa.
- Oliveira, J. T.; Carvalho, P.; Pereira, Z.; Pacheco, N.; Fernandes, J.; Korn, D., (1997a)** - The stratigraphy of the Neves Corvo Mine Region. *Society Economic Geology. Neves Corvo Field Conference*, 86-87.
- Oliveira, J. T.; Horn, M.; Paproth, E. (1979)** - Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo--Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Portugal, and on the palaeogeographic development compared to corresponding units in NorthWest Germany. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 65, 151-168.
- Oliveira, J. T.; Relvas, J. M. R. S.; Pereira, Z.; Matos, J.; Rosa, C. J.; Munhá, J. M.; Jorge, R. C. G. S.; Pinto, A.M.M. (2006)** - O Complexo Vulcano-Sedimentar da Faixa Piritosa: Estratigrafia, Vulcanismo, Mineralizações Associadas e Evolução Tectono-Estratigráfica no contexto da Zona Sul Portuguesa. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (pp.207-243). Évora: Univ. Évora.
- Oliveira, J.; Horn, M.; Kullmann, J.; Paproth, E. (1985)** – The stratigraphy of the Upper Devonian and Carboniferous sediments of Southwest Portugal. C.R. 10e, *International Congress Stratigraphy Geology Carboniferous*, Madrid 1983, 1, pp. 1-17.
- Oliveira, J. & Quesada, C. (1998)** - A comparison of stratigraphy, structure and paleogeography of the South Portuguese Zone and Southwest England, European Variscides. *Annual Conference of the Ussher Society, Geoscience in south-west England*, 9, 141-150.
- Oliveira, J. & Silva, J., (1990)** - Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, Folha 46-D, Mértola. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa.

Referências Bibliográficas

- Oliveira, J.; Silva, J.; Oliveira, V.; Munha, J.; Matos, J.; (1998)** - Geologia da região compreendida entre Mértola, Pomarão e Mina de São Domingos. In: Oliveira, J. T., Dias, R. P. (Eds.), Livro Guia de Excursões. *V Congresso Nacional de Geologia*, Instituto Geológico e Mineiro, 101-110.
- Oliveira, J.T. (1990)** - Stratigraphy and syn-sedimentary tectonism in the South Portuguese Zone in Dallmeyer, R.D. & Martinez Garcia, E. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia, pp. 334-347.
- Oliveira, J.T.; Relvas, J.; Pereira, Z.; Matos, J.; Rosa, C.; Rosa, D.; Munhá, J.; Fernandes, P.; Jorge, R.; Pinto, Á. (2013)** - Geologia Sul Portuguesa, com ênfase na estratigrafia, vulcanologia física, geoquímica e mineralizações da faixa piritosa in Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. (Eds). *Geologia de Portugal, volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. Escolar Editora, Lisboa, 673-765.
- Oliveira, J.T. (1983)** - The Marine Carboniferous of South Portugal: a Stratigraphic and Sedimentological approach. In: M. J. Lemos de Sousa & J. T. Oliveira, Eds., The Carboniferous of Portugal, Mem. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa, 29, pp. 3-28.
- Onezime, J.; Charvet, J.; Faure, M.; Bourdier, J.; Chauvet, A. (2003)** - A new geodynamic interpretation for the South Portuguese Zone (SW Iberia). And the Iberian Pyrite Belt genesis. *Tectonics*, 22 (4), 1027.
- Pereira, Z. (1997)** - Palinologia e petrologia orgânica do Sector SW da Zona Sul Portuguesa. PhD Thesis. Fac. Ciências da Universidade do Porto, 268 pp.
- Pereira, Z.; Clayton, G.; Oliveira, J. T. (1994)** - Palynostratigraphy of the Devonian-Carboniferous Boundary in Southwest Portugal. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 117, 1, pp. 189-199.
- Pfefferkorn, H. W. (1968)** - Geologie des Gebietes zwish Serpa und Mértola, Baixo Alentejo, Portugal. *Munster.Forsch. Geol. Palaont.*, H9, 143.
- Pica, D.; Marques, A.F.A.; Borrego, J.; Cachola, N.; Costa, A.; Frescata, M.; Gonçalves, J.; Maltez, J.; Ramalho, R.; Sampaio, N.; Silveira, T.; Vicente, J. (2000)** - Estudo de Paleocorrentes nos turbiditos da Formação de Brejeira, Zona Sul Portuguesa, no corte entre a Grota e a Praia da Barriga, Vila do Bispo. *Pangeia'00; I Jornadas de jovens geólogos*. Évora, 7,8 e 9 de Abril.
- Quesada, C.; Fonseca, P.; Munhá, J.; Oliveira, J.; Ribeiro, A. (1994)** - The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan fold belt): geological characterization and geodynamic significance. *Bol. Geol. Y Min.* 105/1, 3-49.
- Ramalho, M. & Ribeiro, A. (1985)** - The geology of the Mesozoic - Carrapateira Outlier (W Algarve) and its relationship with the opening of the North Atlantic. *Comum. Serv. Geol. Port.*, Lisboa, 71 (1), pp. 51- 54.
- Ramalho, R.; Marques, A.F.A.; Borrego, J.; Cachola, N.; Costa, A.; Frescata, M.; Gonçalves, J.; Maltez, J.; Pica, D.; Sampaio, N.; Silveira, T.; Vicente, J. (2000)** - Síntese estrutural do troço Praia da Barriga - Ponta do Castelejo na Costa Vicentina, concelho de Vila do Bispo. *Pangeia'00; I Jornadas de Jovens Geólogos*. Évora, 7,8 e 9 de Abril.
- Ramalho, R.; Borrego, J.; Cachola, N.; Costa, A.; Frescata, M.; Gonçalves, J.; Maltez, J.; Marques, A. F. A.; Pica, D.; Sampaio, N.; Silveira, T.; Vicente, J. (2002)** - Síntese estrutural do troço Praia da Barriga - Ponta do Castelejo na Costa Vicentina, conselho de Vila do Bispo. Trabalho realizado no decurso da disciplina de Campo III, Licenciatura em Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa.
- Ramsay, J.G. & Huber M.I. (1987)** - The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures, 309-700. Londres: Academic Press.
- Ribeiro, A. (1974)** - Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental, Mem. Serv. Geol. Port., 24, 1 - 168.
- Ribeiro, A. (1983)** - Structure of the Carrapateira Nappe in the Bordeira Area, SW Portugal. In: Lemos de Sousa, M. J., Oliveira, J. T. (Eds.), The Carboniferous of Portugal, Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, 29, 91-97.
- Ribeiro, A.; Antunes M. T.; Ferreira, M. P.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Zbyszewski, G.; Almeida, F. M.; Carvalho, D.; Monteiro, J. H. (1979)** - Introduction à la géologie générale du Portugal, *Serviços Geológicos de Portugal*, 114 p. (26 e Cong. Int. Géol. Paris, 1980).
- Ribeiro, A.; Oliveira, J. T.; Ramalho, M.; Ribeiro, M. L.; Silva, L. (1987)** - Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000. Notícia Explicativa da folha 48-D, Bordeira. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 79 p.
- Ribeiro, A. & Silva, J. B. (1983)** - Structure of the South Portuguese Zone. In: M. J. Lemos de Sousa & J. T. Oliveira, Eds., The Carboniferous of Portugal, Mem. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa, 29, pp. 83-89.

- Ribeiro, A.; Silva, J. B.; Dias, R.; Araújo, A.; Fonseca, P. (1988)** - Terrane correlation between the Iberian and Midle European segments of the Variscan Fold Belt. Abstracts. Terranes in the Variscan Belt of France and Western Europe. Montpellier.
- Ribeiro, A.; Munhá, J.; Dias, R.; Mateus, A.; Pereira, E.; Ribeiro, L.; Fonseca, P.; Araújo, A.; Oliveira, T.; Romão, J.; Chaminé, H.; Coke, C.; Pedro, J. (2007)** – Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, 26: 1-24.
- Rodrigues, B.; Chew, D. M.; Jorge, R. C. G. S.; Fernandes, P. (2014)** – História térmica do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, Zona Sul Portuguesa. *Comunicações Geológicas* (2014) 101, Especial I, 555-558.
- Rosa, D.; Finch, A.; Andersen, T.; Inverno, C. (2008)** - U-Pb geochronology of felsic volcanic rocks hosted in the Gafo Formation, South Portuguese Zone: the relationship with Iberian Pyrite Belt magmatism. *Mineralogical Magazine*, 72, 5, 1103–1118.
- Sanderson, D.J. & Marchini, W.R.D. (1984)** - Transpression. *J. Struct. Geol.* 6, 449–458.
- Schutz, W.; Ebner, J.; Meyer, K. (1988)** - Trondjemites, tonalites and diorites in the South Portuguese Zone and their relations to the vulcanites and mineral deposits in the Iberian Pyrite Belt. *Geologische Rundschau*, 76 (1), 2001-2012.
- Silva, J. B. (1989)** - Estrutura de uma Geotransversal da Faixa Piritosa: Zona do Vale do Guadiana. Estudo da Tectónica Pelicular em Regime de Deformação não Coaxial. In: Universidade de Lisboa. Lisboa, Novembro de 1989. Tese de Doutoramento, 294 p. (Anexos: Carta Geológica Esquemática à escala 1:5.000 de 90 Km² da região de Mértola e três mapas estruturais).
- Silva, J. B. (1992)** - Zona Sul Portuguesa: Tectónica. In *Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200.000*, Folha n.º 8. (Coord. de J. Tomás de Oliveira). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Silva, J. B. (1998)** - Enquadramento geodinâmico da Faixa Piritosa na Zona Sul Portuguesa. In: Oliveira, J. T., Dias, R. P., (Eds.), *Livro Guia, V Congresso Nacional de Geologia. Excursão 2*, 79-89.
- Silva, J. B.; Oliveira, J. T.; Ribeiro, A. (1990)** – “*Structural Outline of the South Portuguese Zone*”. In: “*Pre-Mesozoic Geology of Iberia*”. R. D. Dallmeyer & E. Martinez (eds.). Springer Verlag, Berlim, Heidelberg 1990. 348-362 pp.
- Silva, J. B.; Pereira, M. F.; Chichorro M. (2013)** – Estrutura das áreas internas da Zona Sul Portuguesa, no contexto do Orógeno Varisco in Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J. (Eds). *Geologia de Portugal, volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. Escolar Editora, Lisboa, 767-786.
- Silva, J. B.; Ribeiro, A. (1989)** - Accreted Terranes in South Iberia. In *International Conference on Tectonostratigraphic Expression of Terrane Accretion in the Circum-Atlantic Palaeozoic Orogens*. Univ. de Athens - Georgia, USA, Julho de 1989. pp. 101-104.
- Simancas, J. F.; Carbonell, R.; González Lodeiro, F.; Pérez Estaún, A.; Juhlin, C.; Ayarza, P.; Kashubin, A.; Azor, A.; Martínez Poyatos, D.; Almodóvar, G. R.; Pascual, E.; Sáez, R.; Expósito, I. (2003)** - Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics*, 22 (6), 1062, 1-19.
- Soler, E. (1973)** - L'association spilites quartz k  ratophyres du Sud-Ouest de la Peninsule Iberique. *Geology and Minjbow*, 52, 277-287.
- Stampfli, G., & G. Borel (2002)** - A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196, 17–33.

Sector S da Praia de Monte Clérigo

73

Praia de Vale Figueiras

Corte (N para S)	Dobra	Superfície Axial / Palno Falha			Eixo		Falhas			Praia de Vale Figueiras
		Direcção	Inclinação	Sentido	Inclinação	Direcção de inclinação	Direcção	Inclinação	Sentido	
Corte 1 VF	D1	62	52	NW	28	45				
	D2	68	52	NW	30	40				
Corte 2 VF	Sector Geral	100	30	NE	16	314	58	26	NW	
	D1	46	50	S	30	80				
	D2	40	35	SE	18	58				
Corte 4 VF	D1	36	90	-	56	44				
	D2	50	90	-	46	50				
	D4	100	44	E	28	70				
	D5	110	40	E	30	76				
Corte 6 VF	F1						114	16	NE	
Corte 7 VF	F1						10	70	W	
	F2						166	70	W	

Praia da Cordoama

Corte (N para S)	Dobra	Flancos				Superfície Axial			Eixo		Falhas			Praia da Cordoama
		Flanco	Direcção	Inclinação	Sentido	Direcção	Inclinação	Sentido	Inclinação	Direcção de inclinação	Direcção	Inclinação	Sentido	
Corte 1	D1	FN	158	4	NE	158	38	NE	2	158	124	75	NE	
		FI	158	72	NE									
Corte 2	D1					114	18	NE	26	180				
	D2					130	28	NE	10	136				
	D3	FN	152	10	SW	146	30	NE	2	328				
		FI	148	70	NE									
Corte 3	D1					130	10	SW	6	178	65	70	SE	
	D2					130	12	SW	12	138				
	Dobras pequenas					120	10	NE	12	132				
						132	10	NE	10	136				
Corte 4	Dobra longa					124	8	NE	8	194				
Corte 5	D1					122	22	NE	6	168	144	32	NE	
	D2	FN	170	6	NE	170	28	NE	2	170				
		FI	170	52	NE									
		Média ->				120	20	NE	8	176				
Corte 6	D1					145	24	NE	5	173				
						138	38	NE	12	314				